РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 68

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

ГЕОС

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUARTERNARY

№ 68

Editors-in-chief:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA
candidate of geological and mineralogical sciences
I.A. CHISTYAKOVA

MOSCOW
GEOS
2008

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 68

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

МОСКВА
ГЕОС
2008

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 68. – М.: ГЕОС, 2008. – 100 с.
ISBN 978-5-89118-355-2

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартера в XXI веке

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), М.Н. Алексеев, А.А. Величко,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 68. – M.: GEOS, 2008. – 100 p.

The suggested issue of the Bulletin includes new data in global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the XXI st century.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, archaeologists and other specialists interested in of Quaternary.

Editorial board:
Yu.A Lavrushin (Editor-in-chief), M.N. Alekseev, A.A. Velichko,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

© Российская Академия наук, 2008
© ГЕОС, 2008

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ – СТРАТЕГИЧЕСКИЕ РИСКИ РОССИИ

В.И. Осипов

Природные катастрофы – вызов устойчивому и безопасному развитию

Научно-технический и социально-экономический прогресс радикально изменил мир. Вместе с тем он породил новые угрозы для цивилизации. В последние годы одной из таких угроз стали опасные природные процессы, которые вошли в состав важнейших стратегических рисков страны. Спектр развивающихся природных угроз у нас в стране и в мире исключительно разнообразен: от разрушительных землетрясений, до глобального изменения климата и опасности столкновения Земли с крупными космическими телами. В России насчитывается более 30 видов опасных природных явлений, угрожающих человеку и инфраструктуре [Воробьев, 2005; Осипов, 2001; Осипов, Рагозин, 2002; Природные…, 2002]. Большинство существующих опасностей характеризуется исключительной сложностью и многофакторностью, поэтому их прогнозирование не всегда дает надежные результаты.

Демографические и социально-экономические изменения в мире увеличивают вероятность взаимного перекрытия зон развития опасных процессов с зонами хозяйственного освоения территорий и проживания людей. Это приводит к постоянному росту на Земле количества природных катастроф и связанных с ними ущербов. Так в начале XX столетия в мире регистрировалось в год в среднем 10 крупных природных катастроф, в середине прошлого столетия – 65, а в его конце – почти 200 крупных катастроф, т.е. количество природных разрушительных явлений в течение одного века возросло в 20 раз. От стихийных бедствий погибло в XX веке более 8 млн. человек. половина из которых стали жертвами наводнений, 22% погибло от катастрофических засух, 18% – от землетрясений и извержений вулканов, 7% – от ураганных ветров, смерчей. Еще более быстрыми темпами росли материальные потери. В последние 40 лет экономические потери в мире удваивались примерно каждые 7 лет. Наиболее ущербоносными оказались последние годы XX столетия и начало 21 столетия. Экономический ущерб, нанесенный природными катастрофами только шестью видами опасных природных процессов, в 1995 г. составил 179 млрд, а в 2004 г. – 140 млрд. долларов США. Рост валового глобального продукта в год в мире составляет сейчас 2,3% в год, а рост ущербов от при родных катастроф 4,8% в год. Если эти темпы роста того и другого сохранятся на ближайшие годы, то уже во второй половине XXI столетия ущербы от природных катастроф сравняются с глобальным ростом экономики.

В последние годы в России, также как и во всем мире увеличиваются масштабы катастроф и ущербы связанных с ними чрезвычайных ситуаций. Прямой ущерб от этих событий составляет сейчас более 100 млрд. рублей в год и с учетом косвенных ущербов достигает 3% от валового внутреннего продукта страны.

Ситуация осложняется тем, что с увеличением воздействия человека на земную кору, инициируется новый вид природных опасностей, получивший название техноприродных – это опасные процессы, которые начинают развиваться на земной поверхности под влиянием техногенного прессинга на Землю. Такими опасностями являются наведенная сейсмичность, опускание территорий, подтопление, оползни, карстово-суффозионные явления, различные физические поля.

С каждым годом нарастают опасения, связанные с глобальным изменением климата [Изменение…, 2003]. Межправительственная группа экспертов по изменению климата, организованная в 1988 г. Всемирной метеорологической организацией и Программой ООН по окружающей среде из ученых-климатологов – представителей более 100 стран, опубликовала в феврале этого года 4-й Оценочный доклад, в котором отмечается, что с вероятностью более 90%, можно утверждать, что наблюдаемые изменения климата происходят, прежде всего, из-за антропогенного увеличения содержания парниковых газов в атмосфере. Интенсификация роста температуры атмосферного воздуха в последние десятилетия привело уже сейчас к росту осадков в северном полушарии севернее широты 30°. Важно отметить, что одновременно растет количество экстремальных осадков. Средняя высота ветровых

волн в Мировом океане в Северной Атлантике и Северной части Тихого океана с 1950 по 2002 гг возрастала на 8–14 см за десятилетие.

По данным спутниковых наблюдений с 1978 г. среднегодовая площадь морского льда в Антарктике сокращалась примерно на 2,7% в десятилетие, а площадь льдов в летний сезон на 7,4%. Одновременно уменьшается толщина морского льда. Таяние ледников и тепловое расширение воды привело к подъему уровня мирового океана за последние 100 лет на 17 см; в течение последних 15 лет интенсивность подъема уровня океана составляет 3 мм/год.

Для России огромное значение имеет изменение вечной мерзлоты в связи с потеплением. За последние 100 лет площадь распространения вечномерзлых грунтов в северном полушарии сократилась на 7%. Максимальная глубина промерзания в криолитозоне уменьшалась в среднем на 35 см.

Современное потепление происходит в 10 раз быстрее, чем потепление во время перехода от последнего голоценового ледниковья к межледниковью (голоценовому максимуму) 20–10 тыс. лет назад. Прогнозирование дальнейшего потепления на Земле неизбежно приведет к увеличению частоты экстремальных явлений, связанных с атмосферными и особенно гидрометеорологических явлений. Анализ данных показывает, что почти 80% чрезвычайных ситуаций на Земле в последние 10-летия связано с гидрометеорологическими явлениями (наводнения, штормы, тайфуны). В то же время количество опасных проявлений, связанных, например, с землетрясением изменилось незначительно.

Увеличение числа природных катастроф в мире связано с рядом глобальных процессов в социальной, природной и техногенных сферах, которые обусловливают развитие опасных природных явлений и снижение защищенности людей на Земле. К числу таких процессов относится рост численности населения и промышленного производства на земном шаре и связанная с этим урбанизация, деградация природной среды, глобальное потепление климата.

Помимо объективных существует ряд косвенных причин повышения числа природных катастроф, не связанных с процессами, происходящими в природной среде. В России, например, одним из субъективных факторов является ослабление требований и контроля к соблюдению стандартов при строительстве и эксплуатации сооружений, отсутствие государственного контроля безопасности хозяйственного освоения территорий. Нерешенными остаются вопросы распределения функций федерального центра, субъектов федерации, муниципалитетов и местных органов по соблюдению требований природной безопасности.

Исходя из сказанного, следует, что природные и природно-техногенные катастрофы становятся мощным фактором, противодействующим устойчивому и безопасному развитию земной цивилизации. Это вызывает огромную озабоченность научной общественности, правительств многих стран и международные организации. Поэтому Организация Объединенных наций и ЮНЕСКО в лице Международного совета научных организаций (ICSU) выступили с инициативой о разработке глобальной программы по «Природным и техноприродным опасностям и катастрофам», в которой предполагается объединить усилия многочисленных научных союзов, организаций и комитетов по борьбе с опасными природными процессами и снижения ущербов от них. Сейчас такая программа разработана и представлена для утверждения в ICSU. Программа рассчитана на переход на новую стратегию борьбы с природными катастрофами, основанную на прогнозировании природных бедствий и раннем их предупреждении.

Оценка природных опасностей и рисков

Оценка природных опасностей и рисков рассматривается в качестве обязательного и первостепенного элемента новой стратегии. Она позволяет решить комплекс жизненно важных проблем для повышения безопасности общества, а именно:

– определять приоритеты в борьбе с наиболее опасными и разрушительными природными и техноприродными процессами;

– вести целенаправленное инвестирование мероприятий по снижению угроз от ОПТП;

– планировать создание систем предупреждения и реагирования на опасные природные процессы;

– определять методы и технические средства при решении вопросов о снижении природного риска;

– разрабатывать нормативные документы и законодательные акты по регулированию хозяйственного использования территорий в районах развития опасных природных процессов.

Несмотря на актуальность и перспективность оценки природных опасностей и рисков единая государственная система перехода на рисковые технологии оценки природно-техногенных катастроф в России еще не сложилась. Это связано с количеством ряда теоретических и методических трудностей, а также с практической реализацией имеющихся разработок. Важнейшими вопроса-

ми, которые требуют дальнейшей разработки, следует считать следующие:

– идентификация природных опасностей и рисков и их картографирование на различных масштабных уровнях, отвечающих государственной структуре органов управления территориями;

– разработка и совершенствование методологии оценки природных рисков, включающей методы оценки уязвимости людей, объектов техносферы и компонентов природной среды;

– установление и законодательное утверждение величин допустимых рисков;

– декларирование природной безопасности при хозяйственном освоении территорий, строительстве и эксплуатации ответственных сооружений.

Идентификация и картирование природных опасностей

Анализ природного риска начинается с идентификации природных опасностей. В ходе выполнения этой работы осуществляются следующие исследования:

– устанавливаются виды природных опасностей, поражавших когда-либо исследуемую территорию;

– выявляется интенсивность, площадная распространенность и частота (повторяемость) проявления опасностей;

– составляется прогноз проявления опасностей определенных видов и интенсивности на данной территории.

Выявление видов опасностей и их проявлений осуществляется проводится на основе тщательного изучения всех опасных событий за исторический этап геологического развития территории. Фундаментальные принципы идентификации и картирования природных опасностей были обобщены учеными и специалистами Российской академии наук и МЧС подготовленной в 2000–2003 г. под редакцией С.К.Шойгу и В.И.Осипова шеститомной монографии «Природные опасности России», общим объемом более 1900 страниц [Природные…, 2002, 2003].

Для составления карт опасных природных процессов используются вероятностно-статистические и детерминированные подходы. В отечественной практике имеется ряд примеров применения вероятностно-детерминированного метода прогнозирования при идентификации различных опасных природных процессов [Рагозин, 1999]. Наибольшую известность получила карта общего сейсмического районирования (ОСР-97). Авторский коллектив этой карты во главе с В.И. Уломовым в 2003 г. был удостоен Государственной премии [Комплект…, 1999]. Важным событием следует считать выход в 2005 г. «Атласа карт природных опасностей», включающего более 140 мелкомасштабных карт, позволяющих получить информацию о природных опасностях, существующих на территории Российской Федерации [Атлас…, 2005]. К сожалению, у большинства карт отсутствует важный показатель – повторяемость картируемого события, что затрудняет их использование при оценке риска.

Оценка природных рисков

Природные опасности вызывают природные катастрофы после того как они воздействуют на социальную, материальную или природную среды. В настоящее время в различных странах ведется интенсивная разработка методики оценки природных рисков и составление карт риска, которые дают возможность количественно оценивать возможные человеческие жертвы и материальных ущербы в пространстве и времени, обусловленные развитием какого-либо одного (индивидуальный риск) или нескольких (комплексный риск) опасных процессов. Оценка риска позволяет определить приоритеты в хозяйственном освоении территорий и целенаправленно осуществлять экономическое регулирование в сфере обеспечения безопасности [Управление, 2001].

Для оценки ожидаемых потерь наряду с идентификацией опасностей ведется обзор информации о реципиентах риска, т.е. плотности и характере расселения людей, техногенной инфраструктуры, распространении различных экосистем. Важным элементом оценки риска является выявление уязвимости реципиентов риска воздействием природных опасностей, различающихся по своему характеру, площади воздействия и энергетическими характеристиками.

В дальнейшем анализ всей информации проводится на основе конкретной географической привязки как источников воздействия, так и реципиентов риска. Работа выполняется с применением геоинформационных систем, создаваемым по специальным алгоритмам, и трех типов картографических информационных слоев: опасностей, уязвимости и риска.

Существенные генетические и параметрические различия источников природных опасностей, а также специфические особенности реципиентов риска обусловливают необходимость составления нескольких типов карт природных рисков. По степени охвата источников риска карты могут быть дифференцированными или интегральными (комплексными). Первые харак-

теризуют условия, поражающие параметры и возможный ущерб от какой-либо одной природной опасности (например, сейсмической, оползневой, паводковой и т.д.), а вторые – суммарный эффект от нескольких природных опасностей на заданной территории за единицу времени, обычно измеряемую одним годом.

По отношению к реципиенту риска карты могут быть социального, экономического и экологического рисков. Карты социального риска характеризуют вероятность гибели, ранения, утраты здоровья отдельным человеком, находящемся в зоне возможного поражения в течение определенного времени, обычно измеряемого годом (индивидуальный риск) или потерь групп населения (например, жителями какого-то города), находящейся в зоне поражения, за какое-то заданное время. Оценка экономического риска позволяет установить возможные потери для объектов техносферы в стоимостном выражении. Наконец, экологический риск применяется для оценки возможных потерь в природных компонентах окружающей среды (биологических видов, популяций, сообществ живых организмов) при проявлении опасностей с экологическими последствиями за заданный период времени.

При изучении риска и принятии управленческих решений на разных уровнях власти существует необходимость руководствоваться картами и документами различной степени детальности и информативности: на общефедеральном уровне для этих целей могут использоваться карты обзорного и мелкого масштаба, в то время как на муниципальном уровне и решении вопросов, связанных с отдельными объектами, требуются средне- и крупномасштабные карты.

Таким образом, существует необходимость масштабной иерархии карт рисков, которая должна строиться с учетом практических и методических требований к содержанию самих карт, а также государственной структуры органов управлении. Исходя из сказанного, применяются карты природного риска нескольких масштабных уровней: глобального, федерального, регионального, территориального и локального (объектного). Каждому из уровней соответствуют определенные масштабы карт [Осипов, Рагозин, 2002].

В России имеются примеры составления карт риска различного масштаба и назначения. В качестве примера можно привести карту федерального уровня сейсмического индивидуального риска, составленную ВНИИ ГО ЧС МЧС РФ, Центром исследований экстремальных ситуаций (ЦИЭКС) и Институтом геоэкологии РАН. Для оценки природного интегрального экономического риска А.Л. Рагозиным, О.В. Слипко и В.А. Пырченко составлена карта строительного освоения России.

Примером региональных карт природного риска может быть карта сейсмического индивидуального риска для Республики Бурятии, Читинской и Иркутской областей, а карт территориального уровня – карта сейсмического индивидуального риска г.Кисловодска, составленные ЦИЭКСом [Природные..., 2003].

Заключение

Необратимый рост числа катастрофических событий выдвигает в качестве важных приоритетов: оценку природных рисков и разработку методов снижения их последствий. Новая стратегия дает возможность перехода на экономическое планирование и развитие с учетом природных рисков, что позволит существенно сократить социальные и материальные потери.

В России имеются методические разработки и примеры идентификации природных опасностей и составления карт риска. Однако это только начало большой системной работы, которую нужно провести, чтобы в масштабах всей страны перейти на методы борьбы с природными катастрофами, основанными на рисковых технологиях. Важным условием реализации этой идеи является разработка единой методики составления карт природных опасностей и рисков.

Карты риска должны рассматриваться как региональные нормативные документы, с учетом которых государственные органы управления регионами и субъектами Федерации принимают управленческие решения по рациональному использованию территорий и проведению мероприятий по управлению рисками и их снижению.

Решение поставленных вопросов позволит нашей стране на практике осуществить переход на технологию анализа природных рисков и смягчения последствий природных катастроф и сделать важный шаг по пути реализации концепции устойчивого развития.

Литература

Атлас природных и техногенных опасностей в Российской Федерации. М.: ИПЦ «Дизайн». Информация. Картография. 2005. 269 с.

Воробьев Ю.Л. Безопасность жизнедеятельности. Некоторые аспекты государственной политики. МЧС России. М.: Деловой экспресс, 2005. 376 с.

Изменение климата, 2001 г. Обобщенный доклад. Под ред. Т.Уотсона. Межправительственная группа экспертов по изменению климата. 2003. 220 с.

Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. В.И.Уломов, Л.С.Шумилина. М., 1999. 57 с.

Осипов В.И. Природные катастрофы на рубеже XXI века. Вестник РАН. Т.71, №4, 2001. С.291–302.

Осипов В.И., Рагозин А.Л. Идентификация и прогнозная оценка стратегических природных рисков России/ Управление риском. 2002. Спецвыпуск. С. 66–77.

Природные опасности России. Оценка и управление природными рисками. Тематич. том / Под ред. А.Л. Рагозина. М.: Издательская фирма КРУК. 2003. 320 с.

Природные опасности России. Природные опасности и общество. Тематич. том/ Под редакцией В.А. Владимирова, Ю.Л.Воробьева, В.И. Осипова. М.: Издательская фирма КРУК. 2002. 248 с.

Рагозин А.Л. Общие закономерности формирования и количественная оценка природных рисков на территории России//Вопросы анализа риска,1999. Т.1. № 2–4. С. 28–47.

Управление рисками чрезвычайных ситуаций// Доклады и выступления на 6-й Всеросс. научно-практ. конф. 20–21 марта 2001 г./Под редакцией Ю.Л. Воробьева. М.: КРУК, 2001. 376 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ: АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ

В.И. Макаров

В качестве вступления остановимся на целесообразности выделения **четвертичной** геодинамики. Есть ли такая? Имеется немало аргументов, позволяющих ответить на этот вопрос положительно. Это – часть геодинамики новейшего этапа, которая, действительно, имеет достаточно самостоятельное значение. Дело в том, что в течение новейшего тектонического этапа (позднего кайнозоя) во многих областях не только активного проявления тектонических движений и деформаций земной коры и ее поверхности, но и в пределах платформ установлены достаточно значительные перестройки структурных планов, отраженные в распределении и составе осадочных отложений и форм рельефа. Одна из наиболее заметных перестроек произошла на рубеже неогена и четвертичного периода или, в общем, в эоплейстоцене. Этот рубеж исследователи отмечали во многих различных областях, особенно при составлении карт новейшей тектоники, когда вставала необходимость выбора изображения суммарных деформаций за новейший этап, при котором не терялись бы основные формы рельефа земной поверхности, являющиеся, по определению, одним из основных результатов и индикаторов новейших тектонических движений.

В областях молодого эпиплатформенного горообразования Центральной Азии, давших начало новейшей тектонике как научной дисциплине, дискордантность ранних и поздних стадий не столь заметна. Там структура и рельеф развивались по сравнительно консервативному плану, хотя и с очевидными новообразованиями, которые отражают структурную и, в меньшей степени, вещественную эволюцию геологической среды и геодинамических условий. Изменения в бóльшей мере проявились в интенсивности тектонических движений, которые в эоплейстоцене–начале раннего неоплейстоцена (или, по старой шкале, в самом конце плиоцена – начале раннего плейстоцена) резко ускорились, в основном за счёт общих поднятий, и отмечены формированием своеобразного комплекса существенно грубообломочных отложений. Например, в Памиро-Тяньшанской области это каракитайская серия (шарпылдакская свита и её аналоги) [Несмеянов, Макаров, 1974; Корреляция…, 1985], на Алтае – башкауская свита [Девяткин, 1981], в Монголии – гобийские конгломераты Н.А. Флоренсова или свиты туингол и гошу Е.В. Девяткина. И это побуждало некоторых исследователей вообще относить начало новейшего тектонического этапа именно к этому рубежу или выделять его в качестве главной фазы позднекайнозойского горообразования.

В областях молодого горообразования с иной предысторией, которые традиционно назывались «эпигеосинклинальными» (например, Кавказ и другие области Альпийского пояса), структурные, морфологические и, следует полагать, геодинамические перестройки проявились существенно ярче, что в свое время позволило Е.Е. Милановскому [1968], выделить достаточно различающиеся раннеорогенный и позднеорогенный этапы новейшего орогенеза. К аналогичному выводу приводит анализ неотектонической структуры и платформенных областей, в частности, наш собственный опыт изучения и картирования неотектонической структуры Русской плиты [Юдахин и др., 2003; Макаров и др., 2006], а также Западно-Сибирской плиты. Из всего этого следует, что четвертичная составляющая новейшей тектоники далеко не во всём повторяет последнюю, отражая не только количественные, но и качественные изменения, которые, очевидно, связаны с изменчивостью геодинамических условий.

Известной спецификой и трудностью геодинамического анализа, в полной мере относящимися к изучению четвертичной геодинамики, является то, что он имеет ретроспективный характер и основывается главным образом на остаточных деформациях, которые зафиксированы в структурных и формационных особенностях верхнекоровой части литосферы, в геофизических полях и некоторых представительных явлениях (сейсмичность, вулканизм). По существу, речь идет о геодинамических интерпретациях установленных структур, геофизических полей и явлений. Соответствие этих интерпретаций дей-

ствительности зависит от правильности структурных построений и учета множества факторов и условий. Главной трудностью изучения четвертичной тектоники и геодинамики континентальных платформ является то, что при тех амплитудах, временны́х и пространственных градиентах тектонических движений, которые присущи таким областям, остаточные деформации за этот период крайне малы и очень трудны для выявления и получения необходимых характеристик. Градиенты изменений амплитуд измеряются величинами 10^{-3}–10^{-4} и редко превышают первые метры на километр расстояния. К тому же они распределены на больших пространствах, составляющих от единиц до нескольких десятков километров. При этом обычно мы имеем дело со структурами, которые формировались в течение десятков и сотен тысяч лет. Это определяется по изменениям мощности отложений, глубины и ширины эрозионных врезов и по другим известным признакам. Это, прежде всего, увеличение мощностей отложений в пределах отрицательных структурных форм и их уменьшение или вовсе отсутствие в пределах поднятий, соответственно менее глубокие и более широкие врезы в первом случае и обратные соотношения во втором случае.

Другая трудность заключается в большой пестроте строения и прерывистости распространения покрова четвертичных отложений. Очень недостаёт пространственно выдержанных отложений, которые могли бы быть структурными реперами. Во многих случаях в пределах поднятых массивов они практически отсутствуют на больших пространствах. По этой причине поднятия, представленные эрозионно-денудационными равнинами, оказываются изученными значительно хуже аккумулятивных равнин, представляющих отрицательные структурные формы. В определенной мере это компенсируется использованием геоморфологических уровней (поверхностей выравнивания и террас), коррелятивных комплексам осадочных отложений. На рис. 1 представлен корреляционный разрез поднятия Восточного Донбасса и смежных прогибов, который вместе с необходимой серией других подобных разрезов позволяет достаточно определённо судить о его неотектонической и четвертичной структуре, в том числе получать количественные характеристики [Макаров и др., 2006].

К сожалению, возрастные определения и корреляция четвертичных отложений и, соответственно, форм рельефа часто весьма спорны. К тому же, датировки отложений подвержены изменениям. Проблема в том, что те или иные стратиграфические нововведения часто оказываются недостаточно аргументированными или, во всяком случае, не согласованными в необходимой мере на достаточно больших территориях, обеспечивающих трансзональную (относительно ландшафтно-климатических и структурно-геоморфологических зон) корреляцию, и не учитывают структурно-геоморфологические условия положения континентальных отложений. А надо отметить, что эти условия являются достаточно жёстким элементом континентальных формаций, если под последними понимать **неразрывную** целостность как отложений, так и форм рельефа, которые они образуют и в которые они вложены. Возрастные датировки и корреляции континентальных четвертичных отложений, осуществляемые почти исключительно на основе биостратиграфических и физических методов, не представляются безупречными, о чём достаточно красноречиво свидетельствуют многочисленные вариации известных схем стратиграфического расчленения четвертичных отложений Русской равнины и что уже неоднократно отмечено в наших предшествующих публикациях [Макарова, Макаров, 2003–2006]. Всё это не способствует решению структурных и историко-тектонических задач, а спорность структурно-геодинамических интерпретаций часто связана и с этим.

Из-за перечисленных трудностей о тектонических движениях и деформациях четвертичного периода, о геодинамических условиях, которые их порождают и определяют, принято судить, исходя из тектонической структуры и формаций всего новейшего этапа, продолжительность которого на порядок больше, а суммарные деформации более представительны и более доступны изучению и картированию. Но необходимо повторить, что новейший тектонический этап, несмотря на его относительную непродолжительность, не сводится к некоторому монотонному процессу и что четвертичные геодинамические условия и деформации не являются прямым продолжением, некоторой уменьшенной копией неотектонической картины в целом. Четвертичные деформации далеко не всегда повторяют неотектонические. И это важно иметь в виду, особенно при оценках структурно-геодинамических опасностей, которые могут угрожать особенно ответственным инженерным сооружениям. Здесь в первую очередь нужны достаточно конкретные сведения именно о четвертичной геодинамике и деформациях.

То же самое следует сказать о соотношении четвертичных и современных движений, измеряемых инструментальными методами. Последние характеризуют некоторые короткопериодные или высокочастотные процессы и также не явля-

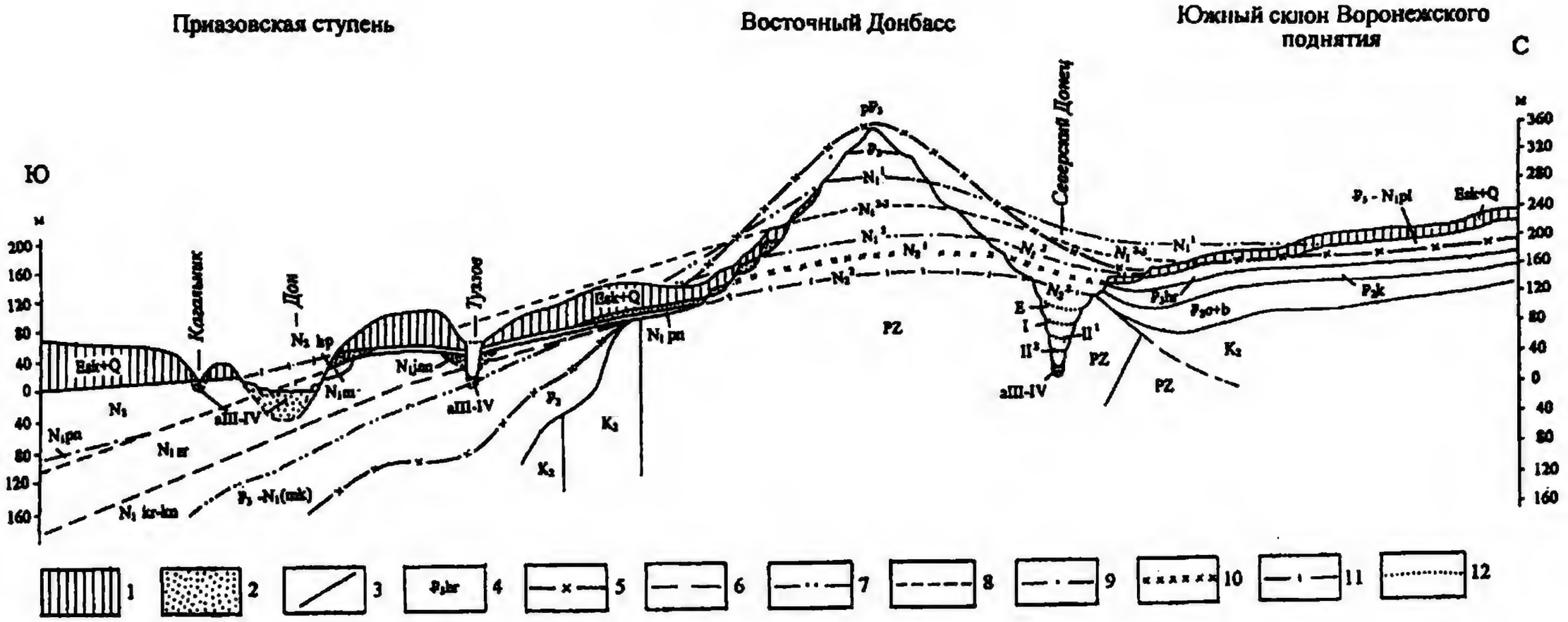


Рис. 1. Принципиальная корреляционная схема форм рельефа и новейших отложений

1 – покровные образования (скифские глины и лессовидные суглинки с погребенными почвами); 2 – песчаные отложения сулинской, хапровской, яновской свит и четвертичных отложений; 3 – разрывные нарушения; 4 – индексы разновозрастных свит; 5–12 – сопоставительные линии денудационных, эрозионно-денудационных, эрозионно-аккумулятивных поверхностей: 5 – допозднепалеогеновой (pPg_3), 6 – позднеолигоценовой (Pg_3), 7 – раннемиоценовой (N_1^1), 8 – средне-позднемиоценовой (N_1^{2-3}), 9 – позднемиоценовой (N_1^3), 10 – раннеплиоценовой (N_2^1), 11 – позднеплиоценовой (N_2^2), 12 – эо-неоплейстоценовых (E-Q)

ются достаточными для решения вопросов четвертичной геодинамики. Действительно, при тех скоростях современных вертикальных движений земной коры, а точнее земной поверхности, которые обозначены на картах этих движений (а это ±1÷5 мм/год), на Русской плите за четвертичное время могли бы возникнуть горы высотой до 1–2 км и выше и соответствующей глубины впадины. Таковых нет. И это достаточно определённо свидетельствует о преимущественно колебательном характере высокочастотных движений земной коры. Трендовая составляющая фактически не фиксируется.

В такой ситуации изучение четвертичной тектоники и геодинамики должно, по-видимому, опираться прежде всего на эволюционный анализ неотектонической структуры с выявлением стадий и тенденций ее развития. А для этого необходима более совершенная стратификация и корреляция четвертичных отложений и форм рельефа.

Важнейшей характеристикой, представляющей цель и инструмент геодинамического анализа, является напряженное состояние геологической среды и распределение в ней главных напряжений. При их изучении применяются разные методы прямых и косвенных определений. Данных прямых измерений, выполненных в скважинах и горных выработках, к сожалению, немного, и они не дают достаточно представительной картины, за исключением лишь отдельных областей и районов. К тому же они характеризуют напряженное состояние, сложившееся на момент измерений и распространение которого на более продолжительные времена, как и в случае с современными движениями, требует учета многих других обстоятельств. Из методов косвенных определений геодинамических условий четвертичных деформаций наиболее распространенными являются выявление и анализ трещиноватости и парагенезов структурных форм.

Анализ трещиноватости горных пород, а также линеаментов, часто рассматриваемых в качестве если не активных разломов, то «мегатрещин», дал большой материал и много интересных интерпретаций геодинамического содержания. Отметим, в частности, кинематические и геодинамические реконструкции, выполненные для Восточно-Европейской платформы в целом или для отдельных её областей П.Н. Николаевым, О.И. Гущенко, В.А. Зайцевым, М.Л. Коппом, В.А. Корчемагиным, Л.А. Сим, Т.В. Сухановой, Т.Ю. Тверитиновой и рядом других исследователей. Большое значение имеют, например, выводы, подтверждающие представления о далеко распространяющемся динамическом воздействии на эту платформу со стороны смежных тектонически активных областей. Но следует отметить, что эти интерпретации не всегда убедительны. Главная причина состоит в недостаточно обоснованном отнесении трещин, измеряемых, как правило, в разновозрастных породах дочетвертичного цоколя, к четвертичному времени. Это – актуальнейший вопрос фундаментального и прикладного значения. Не менее злободневным является также вопрос об отнесении трещин к категории тектонических, а не диагенетических и планетарно-ротационного генезиса.

Последнее в значительной мере относится и к линеаментам, которые в большом множестве выявляются **повсеместно** по аэро- и космическим изображениям и топографическим картам земной поверхности. Несмотря на, казалось бы, глубокую проработку вопроса о природе линеаментов и многообразных аспектах, которые необходимо учитывать при их интерпретации [Космическая..., 1983], их продолжают рассматривать в качестве разрывных нарушений («разломов») или, в лучшем случае, так называемых «мегатрещин». При этом их генетическая (геологическая) сущность, особенно последних, как правило, не анализируется, не раскрывается и остаётся непонятной. Связь линейных элементов рельефа с разломами и тектонической трещиноватостью массивов горных пород просто **постулируется**. Факт проявления линеаментов через ландшафтно-геоморфологические особенности земной поверхности позволяет относить их apriori к четвертичным и современным. Это, а также относительная лёгкость выделения линеаментов делают их использование очень привлекательным, и через их посредство нередко осуществляются очень многие структурные, кинематические и геодинамические построения.

При этом следует заметить, что линеаменты используют для интерпретации не только четвертичных или новейших, но и всех более древних структур земной коры. Это понятно и необходимо для территорий, где соответствующие древние формации выведены на поверхность и линеаменты прямо представляют различного рода дизъюнктивные нарушения (и разломы, и трещины). Но весьма спорно, когда речь идет о территориях платформенных плит, где древние формации, особенно фундамент, погребены под более или менее мощным покровом разновозрастных осадочных отложений, трещиноватость которых отражает длительную **эволюцию** геодинамических условий. Сравнительный анализ многочисленных публикаций, посвященных линеаментным сетям как отдельных больших и ма-

лых территорий, так и целых континентов, например, Евразии, показывает, что в этих сетях, по существу, теряются контуры и различия горно-складчатых и платформенных областей и их внутренняя дифференциация. Это красноречиво показывают, например, рис. 2 и 3, на которых представлены карты линеаментов Евразии, составленные в разное время по разным материалам и разными авторами. Они достаточно определённо свидетельствуют, что в целом линеаменты проявляют некоторое общее свойство или состояние (делимость) земной коры, которые, как уже давно показано специальными авторитетными исследованиями (см., например, работы С.С. Шульца [1979 и др.]), генетически связаны с планетарными напряжениями неравномерно вращающейся Земли. В связи с этим отметим, что, наверное, не является случайным столь значительное отличие довольно пластичных рисунков сетей реальных разломов от геометризованных, в основном прямолинейных линеаментов. Таким образом, историко-структурные и геодинамические интерпретации линеаментов должны контролироваться не только и не столько геоморфологическими, сколько реальными геологическими фактами. Последние практически не подтверждают существования на изученных нами обширных и достаточно разнообразных территориях Русской, Скифской и Западно-Сибирской плит четвертичных разломов в прямом смысле этого термина, предполагающего достаточно заметные относительные смещения геологических тел. Линеаментов множество, документированных разломов мало[1]. Во всяком случае, их далеко не столько, чтобы потерялось отличие платформ от областей активного тектогенеза. Это было бы геологическим нонсенсом.

Несмотря на множество вопросов, связанных с выделением, структурной и геодинамической интерпретацией линеаментов, они принесли много нового в познание свойств геологической среды и её напряженного состояния. Ясно, что они должны оставаться одним из инструментов структурного и геодинамического анализа. Это тем более важно, когда внимание специалистов вновь обращено к планетарным силам, воздействующим на Землю.

Более эффективными и близкими к реальности представляются геодинамические интерпретации, основанные на закономерностях структурных рисунков, т.е. на анализе тектонических структур, как комплексов парагенетически сопряженных изгибных и разрывных дислокаций, которые должны соответствовать некоторому распределению тектонических сил на определенном этапе эволюции структурно-геодинамических условий, в данном случае четвертичном[2]. Именно эти закономерности позволяют производить геодинамическое районирование больших и малых платформенных территорий. Его основой являются геодинамические системы разных порядков. В системы панрегионального порядка объединяются геодинамически активные области и примыкающие к ним части платформенных территорий, на которые распространяется воздействие этих активных областей [Макаров, 1996; Щукин, 1996; Копп, 2004]. При этом появляется возможность выделять в пределах платформ области, которые подвержены воздействию разных источников тектонических сил и структура которых отражает сложение этих воздействий. В качестве равновероятных и каким-то образом взаимодействующих рассматриваются как латеральные воздействия на континентальные платформы и соответствующее взаимовоздействие внутриплатформенных массивов (блоков), связанные с движениями литосферных плит, так и воздействия, связанные с процессами на разных глубинных уровнях в недрах самих платформ. Более или менее обширные зоны суперпозиции разных геодинамических систем имеют место в различных частях изученных нами Восточно-Европейской платформы, Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит [Макаров, 1996; Щукин, 1996; Макаров и др., 1997, 2006; Юдахин и др., 2003].

Давней и, вместе с тем, весьма актуальной проблемой изучения четвертичной тектоники остаётся **соотношение форм рельефа с формами тектонических структур**. В связи с этим необходимо вспомнить вывод основоположников новейшей тектоники С.С. Шульца, В.А. Обручева и Н.И. Николаева, да и многих других авторитетных геологов и геоморфологов, что из-за различных соотношений интенсивности экзогенных процессов с интенсивностью тектонических деформаций новейшие и четвертичные структурные формы далеко не всегда имеют прямое геоморфологическое выражение. Этот вывод, подкрепленный материалами многих других исследователей, сохраняет особенно высокую актуальность при структурно-тектонической и геодинамической интерпретации рельефа платформ, где указанное соотношение обычно складывается далеко не всегда в пользу тектонического фак-

[1] В данном случае из рассмотрения исключены нарушения гляциотектонической природы и связанные с диапиризмом.

[2] Изучение трещиноватости является одной из составляющих такого анализа и в его рамках приобретает необходимые ориентиры и контроль.

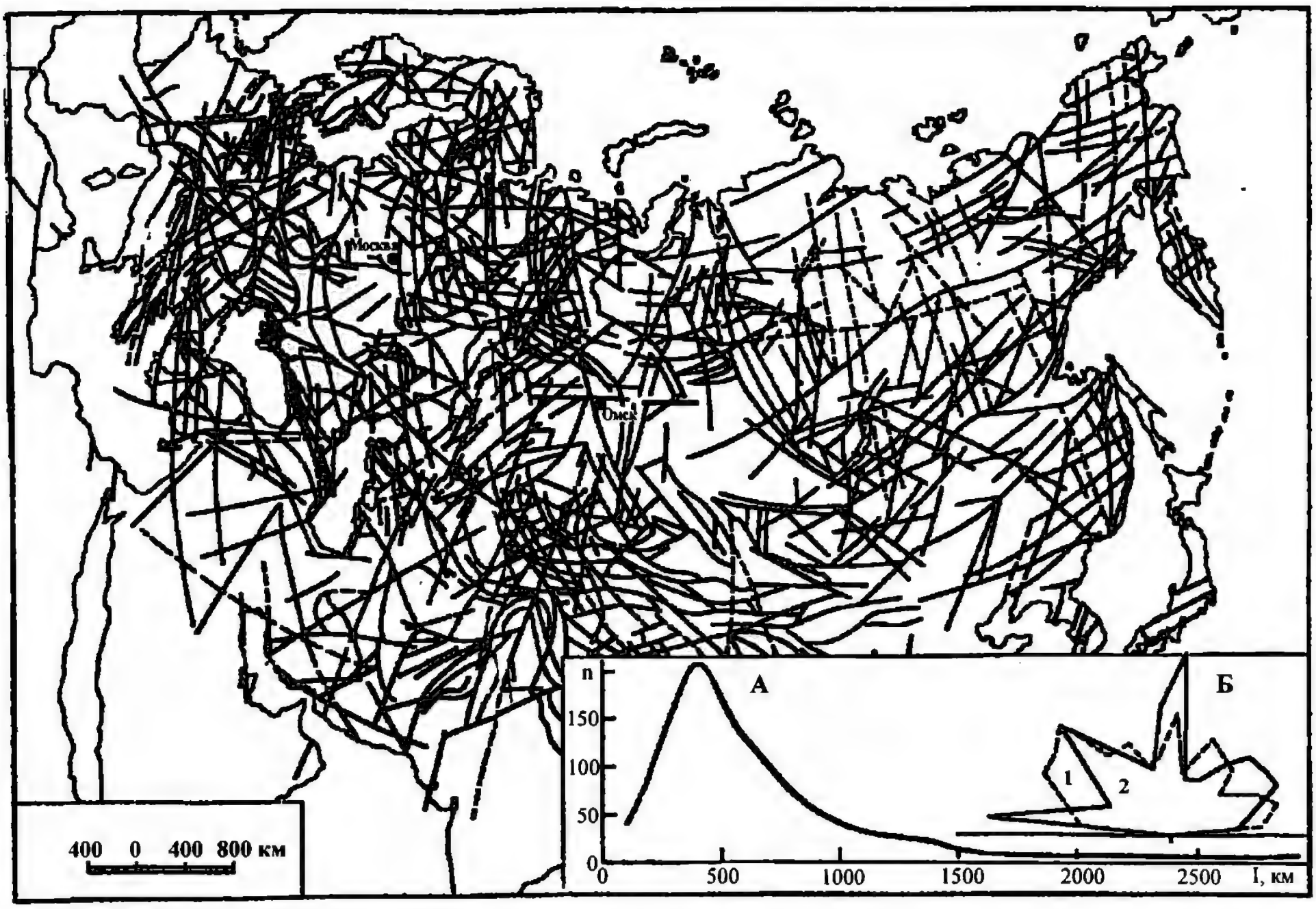


Рис. 2. Карта тектонических линеаментов Северной Евразии (по В.И.Макарову [1980]).

тора. Тем не менее, для последних лет очевидна тенденция некритического, прямого отождествления многих элементов и особенностей рельефа с неотектоническими и четвертичными, в том числе ныне активными структурными формами. Наиболее популярно отождествление долин больших и малых рек, а случается и менее крупных форм рельефа (оврагов, уступов террас и др.) с разломами или, в лучшем случае, с уже упомянутыми «макротрещинами». В результате нередко публикуются построения, которые далеки от реальности или, во всяком случае, нуждаются в обстоятельной аргументации. Порою же они поражают своими заблуждениями и наивной уверенностью в их истинности (см., например, [Батугина и др., 2003]).

Одним из ярких опровержений этих заблуждений является хорошо документированный факт латеральной миграции речных русел, который, по-видимому, основательно забыт. В 50-х годах XIX столетия российский академик К.М. Бэр объяснил отмеченную ещё П.С. Палласом, П.А. Словцовым и другими его предшественниками асимметрию речных долин *закономерным эрозионным разрушением их склонов в результате последовательного и однонаправленного бокового смещения рек, вызванного совокупным воздействием вращения Земли и течения воды в реке (силами Кориолиса)*: в северном полушарии реки смещаются к правым берегам, подмывая и делая их крутыми, а в южном – к левым. Это явление, получившее название **закона** Бэра, французский физик Ж. Бабине в 1859 г. обосновал с позиций механики и дал формулы для определения величины линейного и углового уклонения какого-либо тела, движущегося на поверхности вращающейся Земли. Иногда этот закон, относящийся, как было выяснено позже, не только к рекам, называют законом Бэра-Бабине.

Впоследствии асимметрию речных долин продолжали изучать многие российские и зарубежные исследователи. Кроме указанной выше, она объяснялась и другими причинами: структурными особенностями склонов (наклоном слагающих их пластов), литологией или различной крепостью размываемых пород; климатическими причинами, в том числе неравномерной инсоляцией склонов, приводящей к неравномерной их эрозии и плоскостной денудации; действием вет-

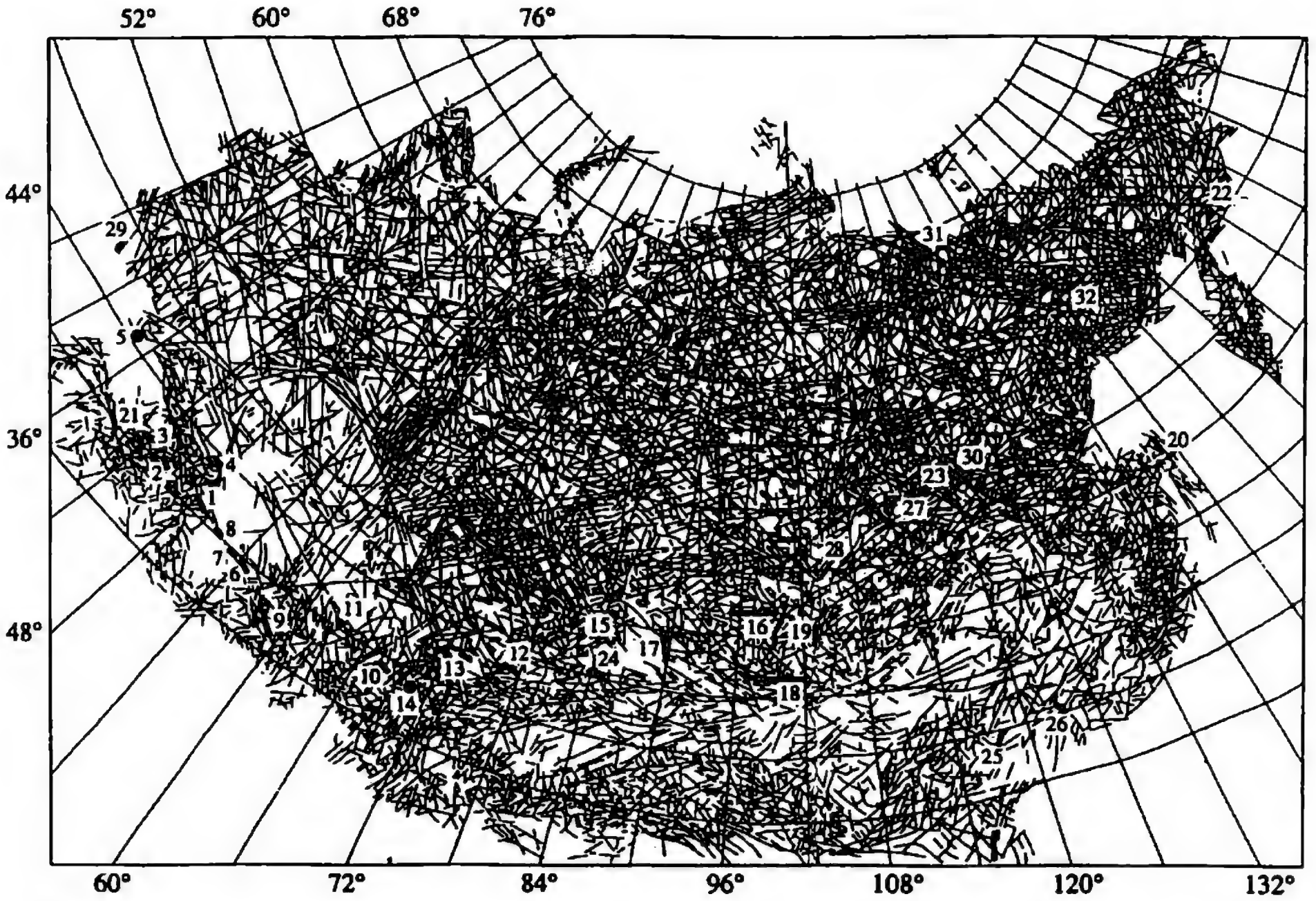


Рис. 3. Карта линеаментов и блоков Северной Евразии. Составлена Ю.В.Нечаевым и К.Ю. Панкратовой по дистанционным данным [Рогожин, 2005]

Тонкими линиями показаны линеаменты, толстыми – очаговые зоны сильнейших землетрясений

ра, отклоняющим течение реки к одному из берегов; глубиной расчленения рельефа и возрастом долин; влиянием гравитационных аномалий; тектоническими причинами (приуроченностью долин к различным структурам, в частности, к разломам, отклонением рек растущими поднятиями) и др. Все эти причины рассмотрены и проанализированы в работах А.А. Борзова, И.С. Щукина, С.С. Воскресенского, Е.В. Шанцера, К.И. Геренчука и В.Н. Сементовского. На отдельных участках долин их асимметрия, действительно, может быть связана с каким-либо из упомянутых факторов или совокупностью нескольких из них. Однако неизменной причиной остается действие сил Кориолиса, заставляющее речные долины независимо от их ориентировки, размеров и водности смещаться в сторону правых берегов в северном полушарии и в сторону левых в южном. Е.В. Шанцер [1951] сделал расчеты кориолисовых ускорений, действующих на речные потоки. Их величины могут составлять 0,75 горизонтальной составляющей ускорения силы тяжести, поддерживающей течение реки.

Особенно ярко действие сил Кориолиса проявляется на равнинных территориях, в частности, на Русской равнине, где почти 90% речных долин имеют правостороннюю асимметрию [Воскресенский, 1947]. Замечено, что латеральное смещение и асимметрия в большей мере выражены у крупных рек с хорошо разработанными долинами, начавшими свое развитие с олигоцена или миоцена. У долин, развивающихся в течение сравнительно непродолжительного времени, на молодых низких равнинах или в областях распространения средне- и поздненеоплейстоценовых ледниковых покровов, асимметрия проявилась в меньшей мере. Таким образом, фактор времени или длительность развития долин, имеет большое значение на величину смещения и яркость их асимметрии.

В южной части Русской равнины асимметрия долин характерна для рек бассейнов Дона, Днепра и Волги. Здесь как магистральные реки, так и их притоки - Сев. Донец, Медведица, Припять, Ворскла, Кама и другие, в том числе и менее крупные, правоасимметричны. Долина Дона

асимметрична практически на всем своем протяжении, как на меридиональных, так и широтных участках, несмотря на то, что она пересекает различные по простиранию и размерности новейшие и четвертичные поднятия и прогибы. В пределах Окско-Донского молодого прогиба, где долина Палео-Дона (по Г.И. Горецкому) субмеридиональна, миграция ее к западу, к правобережному склону проявлена с миоцена и составила 130–150 км. И в настоящее время долина накатывается на склон древнего и устойчиво растущего Воронежского поднятия, *уходя из прогиба* (рис. 4). Средняя скорость смещения реки здесь достигает весьма больших величин – около 5–6 мм/год. Очевидно, что интенсивность боковой эрозии здесь превышает интенсивность тектонической деформации (перекоса склона Воронежского поднятия в сторону прогиба). В приустьевой субширотной части долины Дон, начиная с позднего мэотиса–раннего киммерия, переместился на север, также *из прогиба (Азово-Кубанского) в сторону поднятия Донецкого кряжа* на расстояние до 100 км (со средней скоростью до 10–12 мм/год). Можно предполагать, что скорость миграции реки здесь увеличена региональным перекосом всей равнины, связанным с позднеорогенной фазой поднятия и расширения свода Большого Кавказа. Аналогичным образом, отчленение Палео-Дона от Каспия, куда он впадал в миоцене, и поворот его к Азово-Черноморскому бассейну в плиоцене были обусловлены и силами Кориолиса, и ростом Транскавказского поперечного поднятия с его северным продолжением на платформе в виде Ставропольской возвышенности, Восточных Ергеней и Приволжской возвышенности [Макаров и др., 2006]. Последовательное правостороннее смещение характерно и для Сев. Донца, притока Дона. С позднего плиоцена (акчагыла) на всем протяженном субширотном отрезке его долины между городами Балаклея и Каменск-Шахтинский он сместился *на склон Донецкого кряжа*. Величина смещения за это время составила 15–20 км, а средняя скорость около 7–8 мм/год. Таким образом, поднятие Донецкого кряжа как бы «съедается» с двух сторон обрамляющими его реками. Отметим также, что и долина Днепра в средней своей части также мигрирует в сторону поднятия (Украинского щита).

В рассматриваемом отношении показательна также миграция рек Камско-Волжского бассейна, освещённая в работах Г.И. Горецкого, Г.В. Обедиентовой, В.Н. Сементовского, А.П. Дедкова, А.П. Двинских и ряда других исследователей [Макаров и др., 2007]. На рис. 5 приведены достаточно убедительные примеры разновозрастных долин сравнительно небольших притоков Волги и Камы, текущих в северном направлении (Свияга, Шешма, Степной Зай, Ик и др.). За четвертичное время они сместились вправо от их положения в позднем плиоцене на расстояния от 2 до 5–6 км. В результате молодое тектоническое поднятие, которое продолжает на юг известные дислокации Вятских увалов, являясь водоразделом Волги и Свияги, текущих параллельно, но в разных направлениях, с течением времени также суживается в своих геоморфологических контурах. Аналогичным образом с двух сторон подрезается и Жигулёвское поднятие. Ярко проявленные и достаточно протяжённые крутые уступы, которые при этом формируются и поддерживаются в свежем виде в результате непрерывного подрезания этими, как и множеством других рек, особенно привлекательны для их представления и анализа в качестве тектонических или эрозионно-тектонических образований (см., например, монографию М.Л. Коппа [2004]).

Приведённые выше и многочисленные другие примеры по речным долинам Русской равнины и других платформенных территорий показывают следующее. Если принять в качестве исходного положения, что современные (голоценовые) речные долины и особенно их крутые склоны локализованы, заложены и развиваются в зонах разломов или «мегатрещин», называемых также «ослабленными» или «слабыми» зонами [Костенко, 1999] (а именно это обычно и принимается в качестве некоторой аксиомы), то придётся считать эти разломы только голоценовыми и, одновременно с этим, признать необходимость последовательной латеральной миграции активных разломов в соответствии с миграцией речных долин. Очевидно, что при этом необходимо допускать и возможные изменения геометрии или конфигурации речных русел. ***Каких-нибудь геологических и тектонических оснований для подобных предположений и рассуждений нет.*** Кроме того, необходимо принять во внимание размеры речных долин, рассматриваемых в качестве поверхностного «следа» неких разрывных дислокаций. Протяжённость долин даже сравнительно небольших рек, как Москва, Клязьма, Свияга, Шешма и им подобных, взятых только на отдельных, спрямлённых, участках, наиболее отвечающих понятию «линеамент», изменяется от первых километров до десятков и даже первых сотен километров. А ширина, взятая лишь по голоценовым контурам, может достигать нескольких сотен метров и первых километров. ***Адекватных разрывных нарушений соответствующих порядков нигде, ни под этими, ни под***

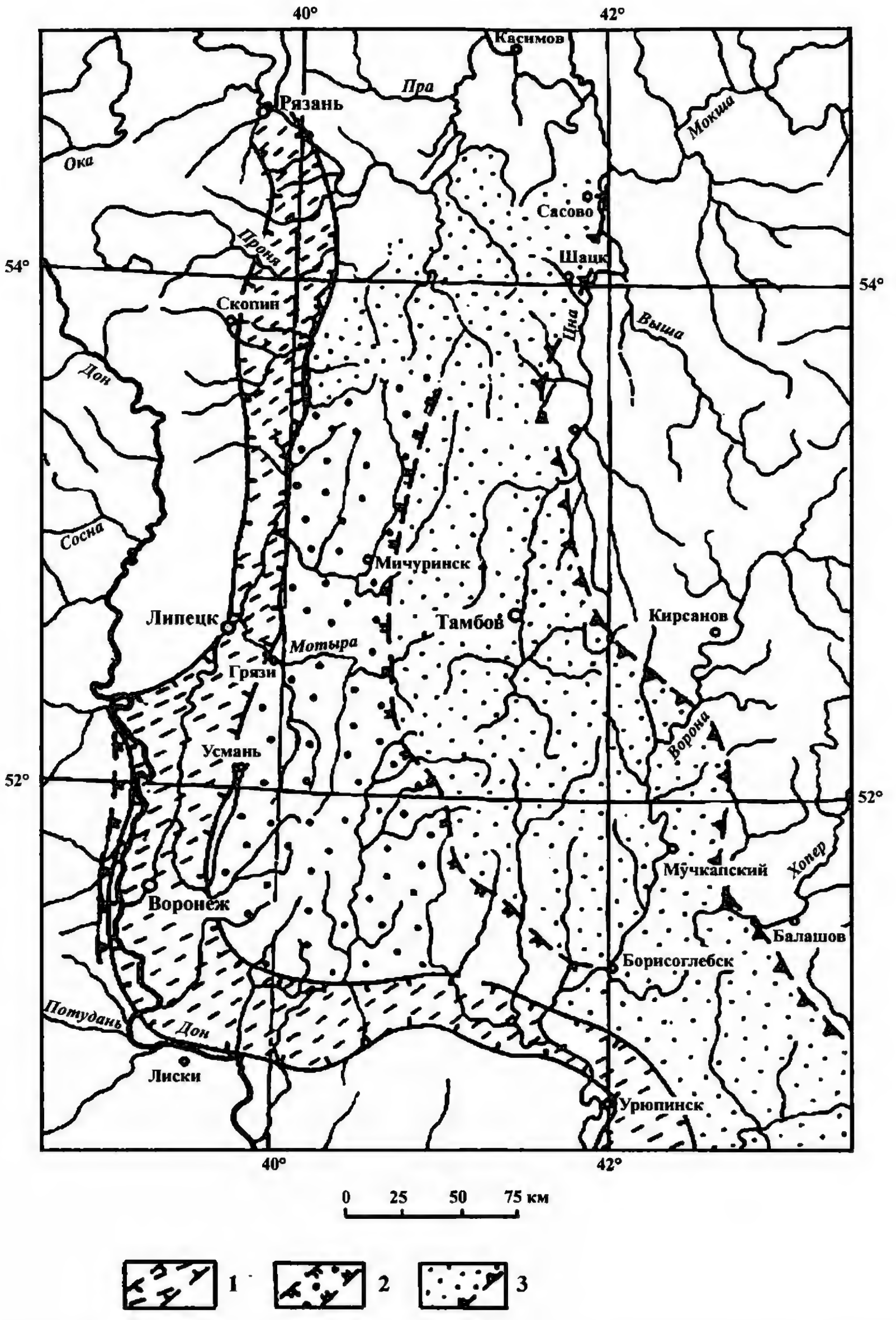
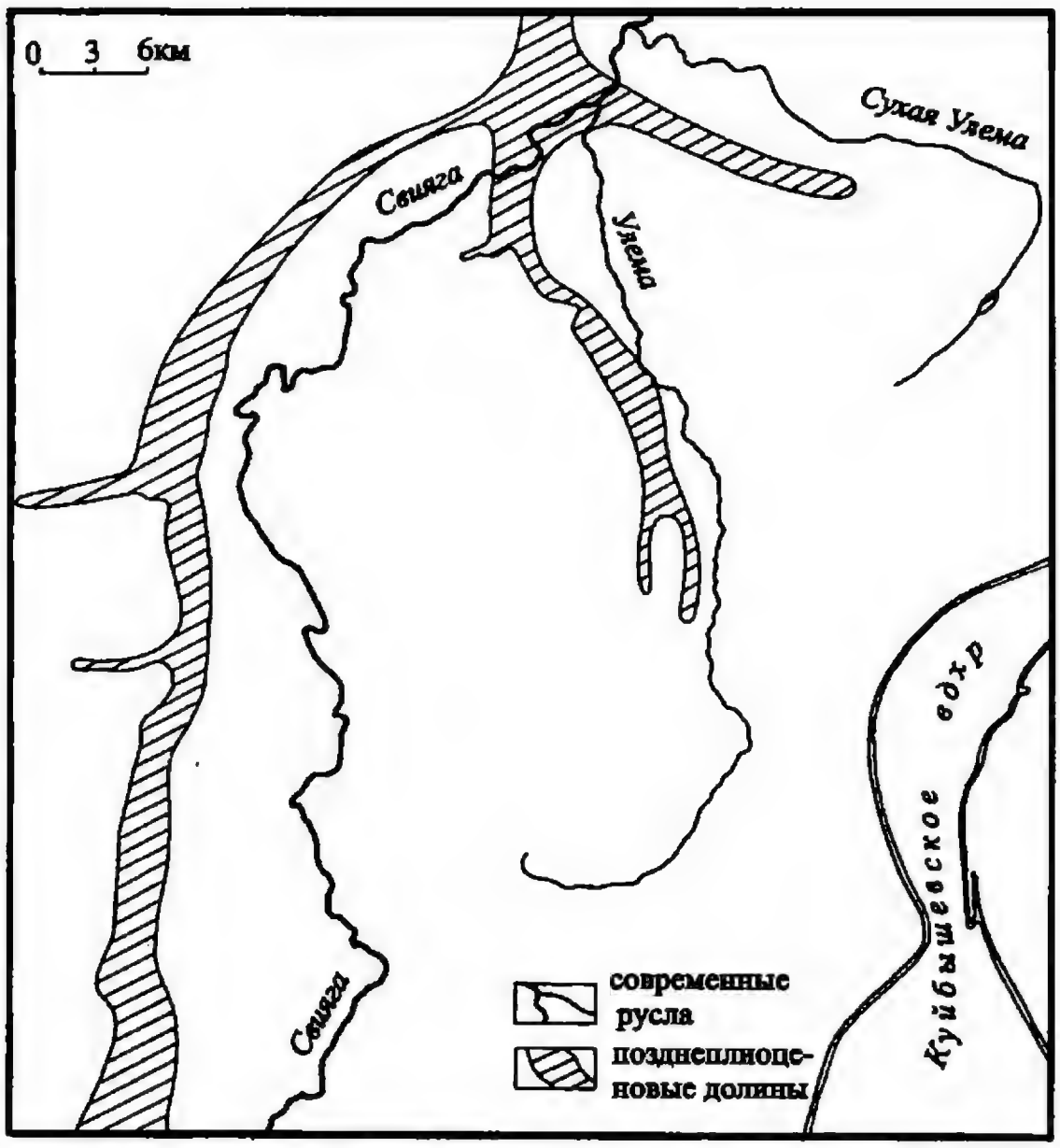


Рис. 4. Границы разновозрастных отложений и долин Палео-Дона (по Г.В. Холмовому [1974] и Ю.И. Иосифовой [Миоцен…,1977])

1–3 – обобщенные контуры распространения отложений позднеплиоценового (1), ранне-среднеплиоценового (2) и средне-позднемиоценового (3) возраста

а



б

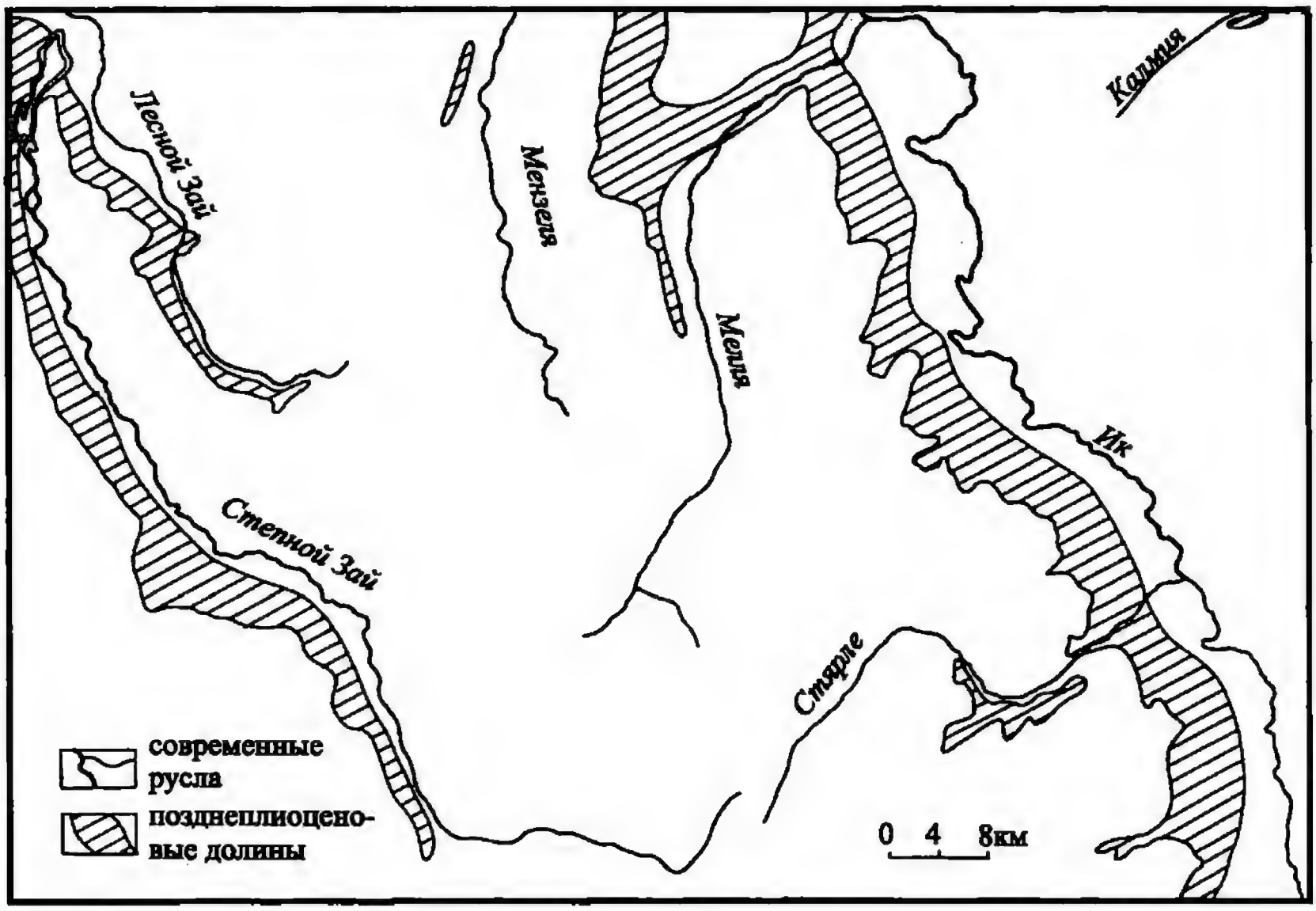


Рис. 5. Относительное положение речных долин Свияги и Улемы (а), Ик, Степной и Лесной Зай (б) в голоцене и позднем плиоцене (по данным геологической съёмки, разведочного бурения и геофизических зондирований [Геологическая карта…, 1998])

другими подобными долинами, не установлено ни по геологическим, ни по геофизическим данным, ни по сейсмичности. Обычно такие разрывы лишь постулируются, а если и аргументируются, то почти исключительно косвенными (в основном геоморфологическими) данными. Таким образом, тектоническая (разрывная) природа большей части речных долин, а также малых эрозионных понижений в пределах платформенных плит, постулирование их приуроченности к тектоническим разломам представляются ошибочными. Во всяком случае, в каждом конкретном случае требуется обстоятельное конкретное **геологическое** обоснование. Это, соответственно, относится и к интерпретации крутых склонов речных долин в целом и, в частности, уступов речных террас в качестве тектонических форм.

Продолжая обозначенную выше тему, следует отметить большие сомнения (по причине необоснованности) в справедливости многих кинематических и геодинамических интерпретаций изменений геометрии и ряда других исключительно морфологических параметров речных долин и даже только их пойм и русел, когда им apriori придаётся структурное (тектоническое) содержание. В качестве примера можно привести выводы И.А. Богуша [2000; Погребнов, Богуш, 2005] о современной геодинамике района Цимлянского водохранилища на Дону. Резкие, коленообразные изменения направленности затопленного русла реки в акватории водохранилища считаются «тектоногенными», прямо проявляющими активные блоковые тектонические смещения. Они связываются с «трансхронными» разломами Донецко-Астраханской краевой зоны. На основе этих чрезвычайно упрощенных «морфометрических наблюдений» и представлений горизонтальные правосторонние перемещения блоков, произошедшие в течение последних не более чем 250–300 тыс. лет, оцениваются величинами более 8 км при средних скоростях «как минимум 27.0–32.6 мм в год». Отмечу, что это **огромные** величины: амплитуда соизмерима со смещением вдоль Таласо-Ферганского разлома на Тянь-Шане *за весь четвертичный период*, а скорости в 2–3 раза больше [Макаров и др., 1990]. Такие смещения должны были бы повлечь за собой формирование соответствующих компенсационных структур на флангах этих дислокаций и высокую сейсмичность. Но таковых нет. И в указанных публикациях они не упоминаются. Очевидно, что исходные положения и выводы этих исследований являются весьма умозрительными и не соответствуют действительности.

О них можно было бы и не упоминать, если бы подобные построения были исключением и не привлекали внимание людей, не обладающих специальными знаниями, кажущейся лёгкостью объяснения сложных явлений. К сожалению, они публикуются довольно часто, свидетельствуя о широком распространении подобных заблуждений и, простят меня мои коллеги, недостаточном профессионализме в этой области геологии. В связи с этим уместно вспомнить, что земная поверхность и её рельеф как геологическое образование отличается от других геологических формаций весьма большой спецификой, представляя непосредственный результат взаимодействия литосферы (эндогенных процессов) с гидросферой, атмосферой и биосферой (экзогенных процессов). И в этом взаимодействии результирующее соотношение всех факторов может быть весьма разнообразным. Во всяком случае, оно требует внимательного комплексного анализа и учёта возможного вклада всех составляющих. А построения, имеющие по существу виртуальный характер, должны подтверждаться реальными геологическими фактами. Это особенно важно, когда дело касается структурно-геодинамических реконструкций регионального и локального рангов, в том числе необходимых для оценки уровня геодинамических опасностей для различного рода инженерных сооружений.

Вышесказанное непосредственно связано с весьма актуальной и, можно сказать, болезненной для четвертичной тектоники платформ **проблемой разрывных тектонических дислокаций** вообще. В геологии, выросшей из горно-складчатых областей, представление о тектонической активности обычно связывается с разрывными нарушениями земной коры. Образ «разлома», как главного и наиболее понятного индикатора тектонической активности, оказался исключительно привлекательным и удобным. И этот образ весьма часто apriori, без удовлетворительной аргументации употребляют при интерпретации четвертичных структур платформенных областей, тектоническая активность которых, в том числе на четвертичном этапе их эволюции, уже давно мало кем оспаривается. Но здесь существует много вопросов, которые требуют самого внимательного рассмотрения. Кроме уже отмеченных выше выделим следующие.

Что такое разлом? Этот, на первый взгляд, возмутительный вопрос, вызван тем, что в современной литературе по новейшей, четвертичной и «активной» тектонике платформ разломами называют разрывные нарушения самых разных категорий: и собственно разломы, и разры-

вы, и трещины, и зоны трещиноватости, и линеаменты. Это далеко не всегда уточняется, что приводит к неясности предмета обсуждения. Нет необходимости говорить о принципиальной значимости разделения всех этих понятий с позиций природы разрывных нарушений, глубины их заложения и механизмов формирования, истории развития, сейсмического потенциала и т.д.

Возможно ли разломообразование на платформах? Практика геологической съемки и различного рода изысканий показывает, что представление о широком распространении на платформах разломов и разрывов со сколько-нибудь значительными смещениями вдоль них не может считаться достаточно обоснованным[1]. Сомнения вызывает сама возможность образования разрывов с заметным смещением значительных объемов горных пород в условиях крайне малых пространственных градиентов платформенных дислокаций, которые исчисляются обычно не более чем первыми метрами на километр расстояния (т.е. порядка 10^{-3}) на больших базах (обычно от нескольких до десятков километров). Ранее мне уже приходилось обсуждать эту проблему на примерах внутренних областей Русской плиты [Макаров, 1997]. На рис. 6 приведён хорошо документированный разрез южной границы новейшего поднятия Донецкого кряжа в восточной его части, где структурная дифференциация герцинского основания, мезозойских и даже палеоген-неогеновых формаций относительно высока и где неотектонические движения проявлены достаточно определённо и хорошо выражены в рельефе. Исходя из всего этого, а также из известных представлений о повышенной тектонической активности Донецкого кряжа на разных этапах его развития, в том числе на новейшем этапе [Копп, 2004; Макаров и др,. 2006], здесь вполне уместно предполагать наличие достаточно протяжённого и активного в четвертичное время разрывного нарушения. Но реальные факты свидетельствуют о другом. В этой высокоградиентной зоне дислокаций разрывные смещения, развитые в каменноугольных, меловых и нижнепалеогеновых слоях, в перекрывающих их отложениях новейшего комплекса, а также в рельефе не проявлены. Слои позднекайнозойских отложений образуют очень пологую флексуру, которая вверх по разрезу ещё более выполаживается. Градиент погружения подошвы майкопской серии (P_3–N_1^1) в её пределах составляет 0,017 (~1°), а наклон маломощного здесь понтического горизонта (N_1^3) характеризуется величинами всего лишь ~0,008 (~30–40'). При этом важно отметить, что разрез свидетельствует о конседиментационном характере этой дислокации, т.е. о большой длительности её развитии со средней скоростью ~0,0023–0,0027 мм/год. Возможность разрывообразования (не трещинообразования, а именно разрывообразования) в таких условиях представляется маловероятной. Или мы должны говорить о некоторой особой категории разломов и вводить для них новые термины, чтобы сделать понятным рассматриваемое явление и не вводить в заблуждение потребителя научной информации. Это могут быть, например, скрытые, латентные, или вязкие разломы, возникающие в результате рассеянных криповых смещений и не реализованные в форме собственно разлома. Во всяком случае, это требует специального физического и структурного обоснования. Актуальность этого вопроса требует специального глубокого и многостороннего изучения.

Вышеприведённый пример позволяет рассмотреть ещё одну весьма распространённую неоднозначность структурной интерпретации разрезов, восстанавливаемых по данным бурения (рис. 7). Если игнорировать такие малые наклоны картируемых слоёв или эрозионно-денудационных поверхностей и исходить из их совершенно горизонтального залегания, то естественно, что даже на относительно небольших базах (расстояниях между смежными скважинами) необходимо предполагать разрывное нарушение между ними. Большой опыт изучения структуры разновозрастных, в том числе позднекайнозойских слоёв осадочного покрова различных областей Русской плиты, полученный в процессе геологических съёмок прежних лет и подкреплённый специальным картированием опорных горизонтов комплекса новейших отложений юга Европейской России [Макаров и др., 2006], показал со всей очевидностью, что слои осадочного покрова платформ практически повсеместно залегают с бóльшим или меньшим наклоном, отражая явно доминирующую роль широких изгибных деформаций. Аналогичный вывод сделан А.Ф.Грачёвым [2000] на основе обобщения материалов при составлении карты неотектоники Северной Евразии. По этой причине из указанных выше возможностей корреляции слоёв (поверхностей) разрывный вариант менее вероятен и, во всяком случае, требует дополнительной аргументации.

Разломы фундамента и их проявления на поверхности. В интерпретации четвертичной тектоники платформ весьма устойчивы представления о связи структур осадочного чехла и рельефа с дислокациями кристаллического или складчато-

[1] Здесь не рассматриваются нарушения гляциотектонической природы и связанные с диапиризмом.

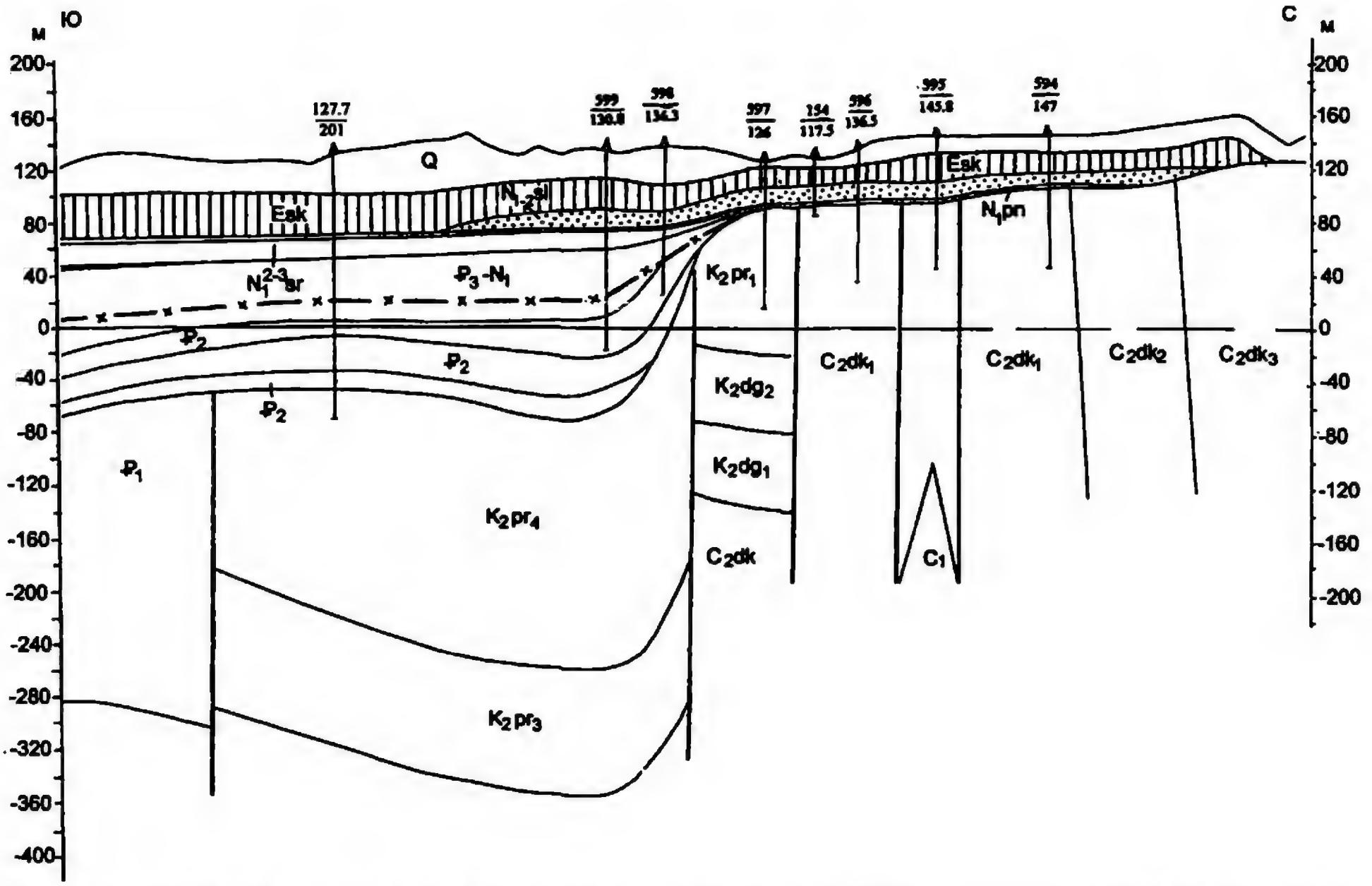


Рис. 6. Новейший флексурный изгиб кайнозойских отложений над погребенными разрывами южной окраины Донецкого кряжа (по Н.И. Аверьянову и С.В. Макарюхе, 2000 г.)

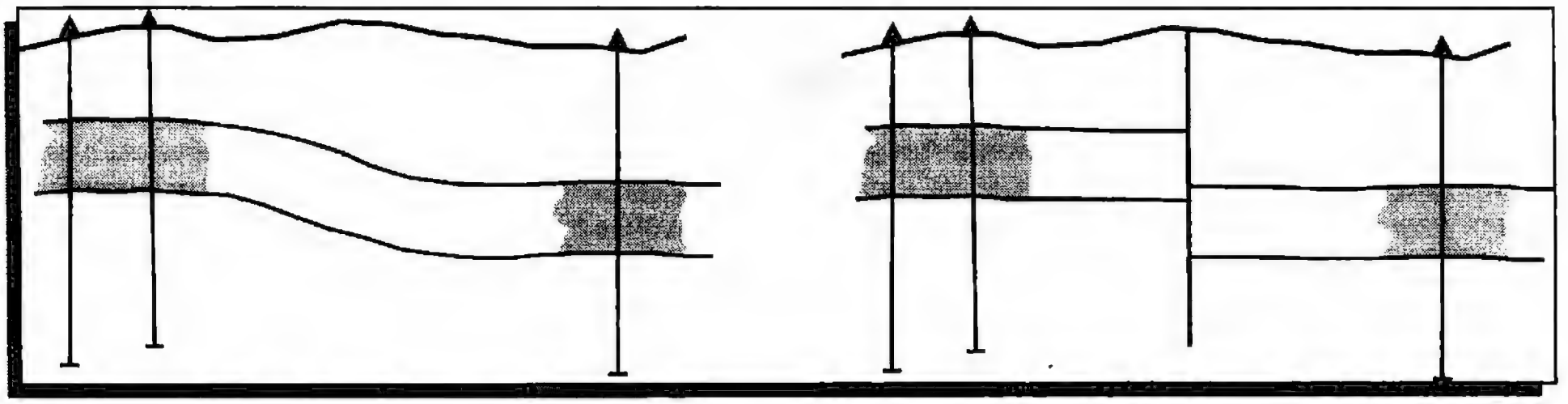


Рис. 7. Принципиальная схема пликативной и дизъюнктивной интерпретации структуры слоистой толщи по данным бурения

го фундамента и о преимущественно хрупком разрушении последнего. Но оно верно лишь отчасти и, во всяком случае, не является правилом. Во-первых, широко распространено явление несоответствия разновозрастных структур, запечатленных в разновозрастных слоях осадочного покрова и рельефе, как между собой, так и относительно древних структур фундамента, которое отражает эволюцию структурного плана и геодинамических условий. Отсюда следует, что четвертичная активность древних разломов фундамента возможна, но необязательна.

Во-вторых, если даже иметь в виду не внутренние вещественно-структурные неоднородности фундамента, а лишь тектонический рельеф его поверхности, то необходимо признать, что этот рельеф является результатом длительной тектонической деформации, в которой четвертичный период занимает крайне малую часть. И вклад его в суммарные деформации этой поверхности также

крайне мал. Во всяком случае, высокоградиентные зоны рельефа поверхности фундамента платформ, интерпретируемые обычно в качестве разломов, не могут быть отнесены к неотектоническим, четвертичным или современным (ныне активным) без специальной аргументации.

В-третьих, явно недооценивается роль пластических преобразований, течения и изгибных деформаций фундамента платформ, которым посвящен ряд публикаций М.Г. Леонова [2002 и др.] и других исследователей, включая автора этого сообщения.

В-четвертых, предполагая молодые смещения по разломам фундамента платформенных плит, следует соотносить их с молодыми же дислокациями, документированными в областях открытого нахождения фундамента. Такие разрывы описаны, например, во многих частях востока Фенно-Скандинавского́ свода, непосредственно сопряжённого с Русской плитой. Они сравнительно немногочисленны, по крайней мере, на фоне густых сетей трещин и линеаментов, и распространены спорадически. Их амплитуды достигают 20–30 м, но обычно исчисляются первыми метрами [Глубинное..., 2004; Макаров, Щукин, 2007]. Отметим, что развитию таких дислокаций здесь способствовали интенсивные гляциоизостатические движения земной коры, связанные с серией покровных оледенений четвертичного времени. Нет оснований предполагать, что амплитуды молодых разрывных смещений фундамента в пределах плит, если таковые происходили, характеризуются бóльшими величинами. Кроме того, необходимо предполагать, что в слоях осадочного покрова эти смещения должны рассеиваться и ореол рассеяния тем шире, чем больше толщина покрова. Естественно, что столь малоамплитудные смещения фундамента в отложениях покрова при достаточно большой его мощности угасают и в приповерхностной зоне практически не проявляются, что подтверждается практикой геологического картирования и инженерно-геологических изысканий. В лучшем случае им могут соответствовать зоны повышенной трещиноватости. Точная локализация разрывных нарушений в фундаменте по таким косвенным признакам, если их удалось установить, при достаточно большой и неопределенной ширине надразрывных зон тектонической трещиноватости, представляется весьма затруднительной.

Принципиально важной проблемой структурно-геодинамического анализа платформ, которая непосредственно связана с обозначенной выше проблемой геодинамических систем, является соотнесение платформ в целом или отдельных их частей и структурных форм разных порядков и глубин заложения с источниками тектонических сил и полями напряжений глобального, регионального и локального рангов. Эта ранговость предполагает возможность разной природы источников сил, воздействующих на литосферу, земную кору и отдельные ее слои. В качестве равновероятных и, следует полагать, каким-то образом взаимодействующих рассматриваются латеральные воздействия на платформы, связанные с движениями литосферных плит, и воздействия, связанные с глубинными процессами на разных уровнях литосферы в недрах самих платформ.

Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на то, что речь идет о платформах, четвертичным тектоническим деформациям подвержен весьма неоднородный геологический субстрат (земная кора), сформировавшийся в течение длительной предшествующей эволюции в *изменяющихся* геодинамических условиях. По этой причине геологическая среда платформ по своим вещественно-структурным, физическим и геофизическим характеристикам латерально неоднородна, дисгармонична и расслоена. Четвертичные напряжения и деформации далеко не везде согласуются с разновозрастными древними неоднородностями и структурами. Это порождает перераспределение напряжений и их концентрацию в отдельных объемах земной коры. Таковыми, в первую очередь, должны быть зоны раздела дисгармонично устроенных сред. В их числе следует иметь в виду не только зоны, разделяющие горизонтальные неоднородности (блоки), которым традиционно уделяется большое внимание, но и зоны, которые разделяют отдельные слои, толщи, структурные этажи земной коры, в той или иной мере дисгармоничные друг относительно друга. Крупнейшим таким разделом в верхнекоровой части является граница между кристаллическим или складчатым основанием и осадочным покровом платформ. Следует, по-видимому, обратить внимание и на более или менее резко выраженную дисгармонию между отдельными разновозрастными комплексами осадочных покровов. Опыт расчёта степени структурного рассогласования поверхности фундамента и разноглубинных горизонтов осадочного покрова и анализа пространственных закономерностей полученных результатов, предпринятый автором совместно с О.К. Мироновым на материалах хорошо изученной территории Татарстана, показал достаточно обнадёживающие результаты [Юдахин и др., 2003]. В их числе отметим, что рассогласованность возрастает с увеличением временно́го диапазона сопоставляемых горизонтов и что

структура рассогласованности во времени меняется, хотя отдельные зоны повышенного или пониженного рассогласования могут сохраняться в течение длительных интервалов или возобновляться после некоторого перерыва.

Рассогласованность структурных планов разновозрастных и разноглубинных слоёв земной коры платформ имеет важный геодинамический аспект, на который до сих пор практически не обращают внимание. Речь идёт о дифференциации напряжённо-деформированного состояния земной коры и появлении в её отдельных зонах дополнительных напряжений, обусловленных различной реакцией по-разному устроенных слоёв на любые более молодые, в данном случае четвертичные, поля напряжений. В областях высокой тектонической активности это проявляется тектонической расслоенностью земной коры и литосферы в целом [Тектоническая..., 1982].В платформенных областях это может проявляться в менее выдающихся процессах, но здесь также создаются условия для формирования зон повышенной напряженности, которые могут рассматриваться в качестве геодинамически активных зон повышенной неустойчивости и деформированности геологической среды, ее геодинамической и тектонической расслоенности. С ними могут быть связаны повышенный уровень сейсмичности, повышенная трещиноватость, флюидо- и газопроводимость геологической среды, повышенная интенсивность экзогенных процессов (например, карста, эрозии) и другие аномалии, которые должны учитываться в качестве структурно-геодинамических факторов оценки территорий на предмет их инженерно-геологической и экологической опасности.

Подводя итог всему вышесказанному, можно констатировать, что в четвертичной структуре платформ доминирующими являются изгибные деформации земной коры. Роль тектонических разломов, по крайней мере, в четвертичной структуре осадочных покровов незначительна и во многих работах представляется сильно преувеличенной. Их выделение и оценки основаны преимущественно на геоморфологических признаках и, как правило, слабо подтверждены надёжными геологическими данными. Возможность и механизмы образования тектонических разрывов в условиях платформ, в том числе четвертичных, представляют актуальную проблему геологии, геофизики и сейсмологии, которая требует специальных систематических исследований. Особого внимания заслуживает изучение зон концентрации напряжений, разрядка которых не приводит к образованию разрывов как таковых, но возможна в форме рассеянного крипа. Четвертичные разрывные дислокации представлены преимущественно трещинами разных генетических типов (собственно тектонических, планетарно-ротационных, диагенетических, экзогенных).

Совокупность и закономерности пространственного распределения этих деформаций определяются геодинамическими процессами разного генезиса. С одной стороны, это латеральное воздействие на платформы со стороны смежных областей (как активных, так и относительно пассивных, в том числе соседних платформенных массивов). С другой стороны – воздействие глубинных источников тектонических сил. Нельзя не отметить также дислокации гляциоизостатической природы, которые были спецификой четвертичной геодинамики платформенных областей, покрывавшихся покровными ледниками. Несмотря на указанные трудности изучения четвертичной структуры и геодинамики платформенных территорий, они поддаются расшифровке. Это важно не только в научно-методическом, но и в прикладном отношении, поскольку с этим связаны возможности оценки геодинамических условий сооружения и безопасной эксплуатации многих важных инженерных объектов.

Литература

Батугина И.М. Геодинамическое районирование территории Московской области. М.: 2003. 111 с.

Богуш И.А. Современная геодинамика района Цимлянского водохранилища // Мелиорация антропогенных ландшафтов. Водохозяйственные проблемы Юга России. Новочеркасск: Изд-во НГМА, 2000. Т.II. С. 27–66.

Воскресенский С.С. Асимметрия склонов речных долин на территории Европейской части СССР // Вопросы географии. 1947. Сб. 4. С. 107–114.

Геологическая карта территории Татарстана со снятым четвертичным покровом масштаба 1:200 000. Казань: Татнефть, 1998.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамление. Под. ред Н.В.Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.

Грачёв А.Ф. (ред.). Новейшая тектоника и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел, 2000.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.

Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1999. 384 с.

Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 174 с.

Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры: итоги и перспективы исследований // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы. Мат-лы Международ. конф. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. С. 4–7.

Макаров В.И. Карта тектонических линеаментов Северной Евразии // Докл. сов. геол. на XXVI сес. МГК. Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980.

Макаров В.И. О региональных особенностях новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности. // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: 1996, ноябрь, 1996 г., спец. вып. 13. С. 53–60.

Макаров В.И. Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Русской плиты) // Разведка и охрана недр, 1997, № 1. С. 20–26.

Макаров В.И. Трифонов В.Г., Скобелев С.Ф. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника, 1990, № 5.

Макаров В.И., Трапезников Ю.А., Сковородкин Ю.П. и др. Современные деформации земной коры под влиянием глобальных и региональных процессов. // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов. М.: Недра, 1996. С. 7–50.

Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А., Федонкина И.Н. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы. // Геоэкология, 1998, № 4. С. 3–20.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Суханова Т.В. О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных условиях // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временны́е взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Мат-лы Международной конф. Казань: Изд-во Каз. гос. ун-та, 2007. Т.II. С. 89–91.

Макаров В.И., Щукин Ю.К. О сейсмотектонике Заонежского полуострова (Карелия) и некоторых общих вопросах новейшей геодинамики области сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временны́е взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Мат-лы Международной конф. Казань: Изд-во Каз. гос. ун-та, 2007. Т.I. С. 33–39.

Макарова Н.В., Макаров В.И. О стратиграфии четвертичных отложений центра Русской равнины (дискуссионные вопроосы) // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 6. С. 19–25.

Макарова Н.В., Макаров В.И. Дискуссионные вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины // Бюл. комис. по изуч. четв. периода. 2004. № 65. С. 64–76.

Макарова Н.В., Макаров В.И. О корреляции ледниковых, аллювиальных и морских четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой областей Русской равнины. // Квартер-2005. Мат-лы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 244–246.

Макарова Н.В., Макаров В.И. Геоморфолого-стратиграфические критерии расчленения и корреляции четвертичных отложений Скифской и юга Русской плит (на примере долины Дона) // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Мат-лы международного симпозиума. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 114–118.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. 248 с.

Несмеянов С.А., Макаров В.И. Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. // Бюл. КИЧП, № 41. 1974. С. 82–98.

Погребнов Н.Н., Богуш И.А. Современная геодинамика района Цимлянского водохранилища и РоАЭС // Квартер-2005. Мат-лы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 329–330.

Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. Труды ГИН АН СССР, в. 359. М.: Наука. 1982. 115 с.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек. Тр. ин-та геологии АН СССР. Вып. 135. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 275 с.

Холмовой Г.В. О развитии плиоценовой и раннеплейстоценовой гидросети в бассейне Верхнего Дона // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1974. № 42. С. 39–98.

Щукин Ю.К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. Спец. вып. 13. Саратов. 1996. С. 6–11.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

КОНЦЕПЦИЯ О МОРСКИХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ В ЛЕДНИКОВЫЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОДЫ

Г.Г. Матишов

Основные представления академика К.К. Маркова о роли четвертичного оледенения в формировании геоморфологического облика Евразии, сибирской подземной мерзлоты, перигляциальных ландшафтов, а также прогресс в океанологии в 1950–70-е годы сыграли большую роль в становлении представлений об экзогенных процессах на подводной окраине материков и в открытом океане полярных и умеренных широт. Как известно, колоссальный первичный материал о рельефе дна и четвертичных осадках, накопленный в старейших морских институтах Мурманска – ПИНРО и ММБИ – дал возможность по-новому взглянуть на формирование геоморфологии бассейнов Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна, западноарктических шельфов [Матишов, 1980; Матишов, 1984; Матишов, Павлова, 1990].

В основу наших исследований положен морфоскульптурный анализ дна. Он включает в себя картографический, геоморфологический, морфолитологический, сейсмоакустический и другие методы. Подводная топография и элементы рельефа отображены нами на батиметрических картах масштаба 1:200000. Их общее количество составило порядка 300 планшетов. В работе использованы данные по бурению осадочного чехла, полученные на отечественных и зарубежных судах. В результате пересмотрены сложившиеся ранее взгляды на строение и типизацию скульптурных форм, а также разработаны новые теоретические положения об экзогенном морфогенезе и концепция о громадных материковых ледниковых покровах, распространявшихся на шельфах, и подчиненном им океаническом перигляциале в глубоководных областях океана. Под ледниковой морфоскульптурой подразумевается сложный комплекс форм рельефа шельфа, возникших при воздействии ледниковых покровов на поверхность дна, а под перигляциальными формами – комплекс отложений и коррелятных им эрозионных и аккумулятивных образований. Их происхождение за пределами границ древних ледников связано с деятельностью водно-ледниковых и мутьевых потоков, айсберговой седиментации.

В течение более 25 лет комплексные геологические и палеогеоморфологические исследования в северных и южных морях нашей страны проводит Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН и отдел морских и экосистемных исследований Южного научного Центра РАН. Основные экспедиционные работы выполнялись на шельфе Баренцева, Карского, Белого, Азовского, Каспийского, Норвежского и других морей. Главное внимание было сосредоточено на изучении топографии и геоморфологии дна, литологии и биостратиграфии голоценовых осадков, сейсмостратиграфии четвертичных отложений гляциальных и перигляциальных шельфов, а также внутриконтинентальных шельфов с аридным климатом.

Литологический состав и распределение современных донных отложений Азовского шельфа представляют объект исследования уже более 50 лет [Геология…, 1974; Панов, 1963; Панов, Спичак, 1961; Панов, Хрусталев, 1966; Хрусталев, 1989; Хрусталев, 1999]. Достаточно информативно изучены общие седиментационные явления в прибрежной зоне и на открытой акватории. Существуют картосхемы гранулометрических типов донных осадков Азовского моря. Однако анализ осадконакопления производился без конкретной привязки к геоморфологическим элементам морского дна. Поэтому до сих пор не представлена реальная мозаика распределения на шельфе новейших отложений в зависимости от рельефа дна и локальной гидродинамики вод. Возможно, это объясняется мелководностью водоема и общепринятым представлением о плоском, выровненном характере его дна. В действительности даже мелкомасштабные батиметрические карты указывают на определенную дифференциацию донного рельефа в различных частях моря.

В периоды четвертичных оледенений континентальные шельфы Европы и Северной Америки (рис. 1) неоднократно покрывались ледниками материкового типа [Марков и др., 1965; Матишов, 1980; Матишов, 1986]. Важнейшими свидетелями четвертичного оледенения в океане оказались громадные гляциальные и перигляциальные шельфы. Воссоздавая генетическую картину

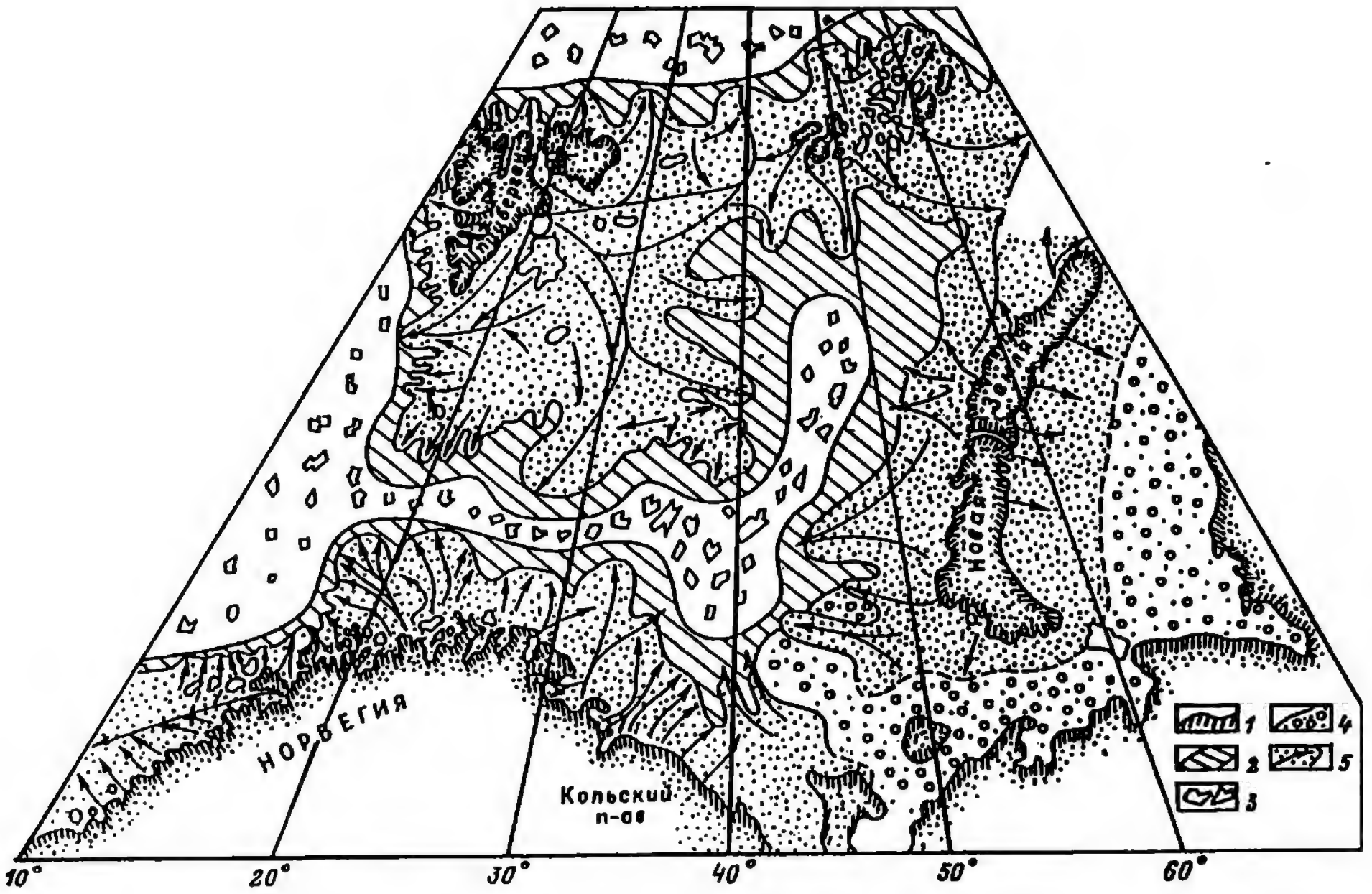


Рис. 1. Вероятное развитие материкового оледенения на шельфе Баренцева моря в позднем плейстоцене (18–20 тыс. лет назад):

1 – ареал материкового льда (надонного); 2 – плавучий шельфовый материковый ледник; 3 – паковые льды и дрейфующие айсберги; 4 – островная мерзлота морского дна; 5 – материковый (надонный) лед и линии его тока.

приледниковых ландшафтов дна, выделены крупные долины стока талых вод, покровные зандры. Это позволило предложить понятие «перигляциальные шельфы» (рис. 2). Их масштабность не имеет аналогов на суше. Во многом ледниковый морфогенез определялся дочетвертичным структурно-геоморфологическим планом.

Согласно современным геолого-геофизическим данным гляциалам предшествовал ряд эрозионно-тектонических циклов развития дна, в течение которых на шельфе в субаэральных условиях сформировались типа куэст моноклинальные возвышенности и структурные плато, а также системы субсеквентных и консеквентных речных долин. На материковом склоне заложились подводные ущелья и каньоны. Возникновение внутришельфовых куэст, протянувшихся почти сплошной полосой более чем на 15 тысяч миль и сложенных известняками, песчаниками, вероятно, совпадает с верхнемеловым-раннепалеогеоновым стратиграфическим несогласием в осадочном чехле шельфа.

На гляциальных шельфах, подвергавшихся воздействию Лаврентийского, Гренландского, Исландского, Фарерского, Британского, Скандинавского, Шпицбергенского древних ледниковых покровов, детально закартированы разновидности ледниковых желобов, моренных гряд, водноледниковых образований, находящихся сейчас на глубинах 50–200 и до 400 м [Матишов, 1984; Матишов, 1987]. Выяснены мощность, вещественный состав, текстура моренных, флювиогляциальных и ледниково-морских отложений, слагающих формы ледниковой морфоскульптуры. Моренные гряды сложены в основном плотными валунными глинами и суглинками. Мощность четвертичных отложений в этих грядах достигает 100–250 м, что отличает их от прилегающих пространств гляциальных шельфов. На перигляциальных шельфах, находившихся под влиянием ледниковых покровов, обследованы песчаные зандровые покровы, мощность которых изменяется от 10 до 80 м. Все покровные зандры пересечены крупными долинами стока талых ледниковых

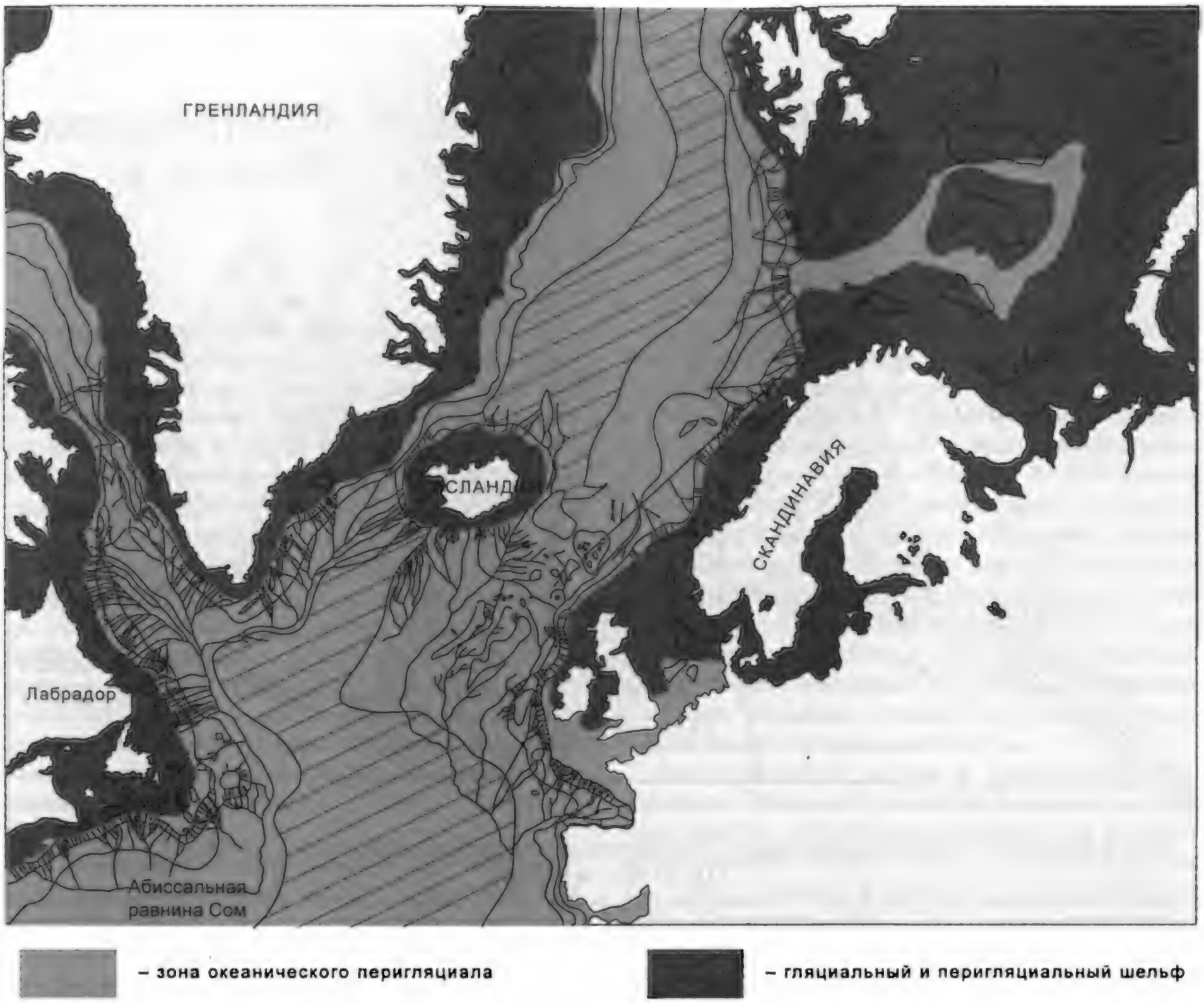


Рис. 2. Распространение подводных долин в перигляциально-океаническом поясе.

вод, как например, на Североморской, Кельтской, Армориканской, Большой Ньюфаундлендской и Новоанглийской подводных зандровых равнинах.

Ледники, растекаясь в сторону океана, производили на прибрежном шельфе экзарацию дна, в зоне краевых внутришельфовых желобов – неравномерную ледниковую эрозию и аккумуляцию, а на внешнем шельфе накапливали ледниковые отложения мощностью от 40–80 до 200 м. Следует также выделять перигляциально-морскую зону, возникавшую в шельфовых желобах перед краем ледников. Во время дегляциации происходило последовательное наложение перигляциально-морской зоны на зоны экзарации и ледниковой аккумуляции. В результате для четвертичных разрезов шельфовых желобов характерно фациальное замещение моренных и флювиогляциальных отложений континентального генезиса более молодыми ледниково-морскими осадками.

В развитии подводных фьордов, краевых и поперечных желобов ведущая роль принадлежала активным выводным ледникам, ложем которых служили дочетвертичные речные долины. Ледники, мощность которых могла быть 500–1 200 м, расширили и углубили древние речные долины, придали им форму трогов, создали на дне желобов ригели, впадины выпахивания, стадиальные морены. Ледники интенсивно растекались по дну шельфовых желобов вследствие сильного горизонтального бокового напора материкового льда, скапливавшегося в конфлюэнтных бассейнах.

Суммарная величина ледниковой денудации во фьордах оценивается в 5–10 м, а в краевых и поперечных желобах – порядка 80–120 м. Наряду с экзарацией дна в образовании морфологии желобов велико значение талых ледниковых вод, следами деятельности которых являются ложбины и каналы стока, врезанные в четвертичный покров на 5–30 м.

В процессе растекания ледников созданы не только переуглубленные троги, но и комплексы краевых образований: моренные гряды, зандровые поля, каналы стока талых ледниковых вод. В виде концентрических зон они выделяются на поверхности плато, возвышенностей и желобов внешнего шельфа. Краевые ледниковые образования развивались как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. Среди признаков континентального формирования моренных гряд следует отметить: повсеместно наблюдаемая в пределах банок на глубинах до 150–250 м парагенетическая связь морен и древних береговых линий (с морской стороны от гряд); абрадированные вершины моренных гряд, бронированные валунно-галечными плащами; местами малые глубины (менее 40–120 м) современного нахождения ледниковых форм; прямое продолжение наземных береговых морен на прибрежном шельфе. Вопрос о возрасте этих образований остается сложным.

Развитие покровных зандров на перигляциальных шельфах связано с деятельностью субаэральных водно-ледниковых потоков, возникающих при таянии Скандинавского, Британского и Лаврентийского покровов. Ярким морфологическим выражением деятельности мощных потоков является канал пролива Ла-Манш и другие крупные долины стока талых вод.

Самые масштабные экзогенные события в ледниковые и межледниковые эпохи разворачивались в открытом океане. В конце 1970-х годов нами было предложено понятие «океанического перигляциала», которое объединяет все многообразие физико-географических явлений и процессов, развивающихся от полярных широт до субтропиков океана под влиянием ледниковых покровов шельфа. По сути, это влияние оледенения земли на океан за пределами шельфа. Концептуально и терминологически эта теория нашла широкое отражение в отечественной и зарубежной науке.

Ярким проявлением перигляциала являются системы абиссальных каналов в полярных и умеренных широтах океана (рис. 3). По своим масштабам эти глобальные дренажные системы ледников превосходят крупнейшие речные бассейны суши. Ледниково-мутьевые лавины и айсберговый разнос вызывали колоссальное перемещение терригенного вещества на многие тысячи километров, от материковых центров оледенения в открытый океан.

Перигляциально-океанический пояс простирается до субтропических (28–40° с.ш.) широт Атлантики. Среди закартированных нами более 800 подводных долин материкового склона характерны подводные каньоны и подводные ущелья, унаследовавшие в своем развитии дочетвертичное расчленение сбросовых и структурных склонов; подводные овраги, выработанные в покрове рыхлых отложений аккумулятивных склонов. Каждый из этих типов подводных долин образует густые системы из 10–50 однородных врезов, повторяющихся на поверхности материкового склона.

Отличительной чертой наклонных равнин материкового подножия и абиссали являются окаймленные прирусловыми валами абиссальные каналы. Эти ящикообразные долины врезаны в мощную субгоризонтальную толщу слагающих их четвертичных отложений. На дне каналов залегают слои терригенных, в основном кварцевых песков мощностью в среднем 1–20 м, а иногда до 50–80 м. Наиболее известные системы абиссальных каналов Лабрадорский и Мори простираются на несколько тысяч миль на больших (2–5 км) глубинах дна Северо-Западной и Северо-Восточной Атлантики и выделяются густой сетью каналов – притоков с глубиной вреза 100–200 м. В частности, только Лабрадорский срединно-океанический канал включает в себя более 250 каналов – притоков, связанных с каньонами и ущельями материкового склона.

Материковое оледенение несомненно сыграло ведущую роль в лито- и морфогенезе на гляциальных и перигляциальных шельфах. Морены и флювиогляциальные отложения шельфов, а также ледниково-мутьевые и ледниково-морские осадки на глубинах 2–5 км, имеют идентичный вещественный состав. В их минеральном составе господствуют в песчаной фракции кварц (60–90%), в составе глинистых минералов гидрослюды (50–70%) и хлорит. Это указывает на генетическую связь шельфовых и глубоководных отложений. Ледниково-мутьевые потоки и айсберговый разнос обусловлены громадным стоком материкового льда и водно-ледниковых потоков за пределы шельфов. Селеподобные потоки, стекая в абиссаль по подводным долинам материкового склона, приобретали в них такие гидродинамические параметры, при которых потоки были способны, выходя на субгоризонтальные равнины ложа океана, выполнять поистине колоссальную эрозионно-аккумулятивную деятельность. Возникали громадные конусы выноса, пересеченные абиссальными каналами на расстоянии в сотни и тысячи миль. Степень насыщенности взвесью, интенсивность, частота ледниково-мутьевых потоков определялись местоположением на шельфе края североамериканских и европейских ледниковых покровов, режимом их таяния и объемом водно-ледникового стока.

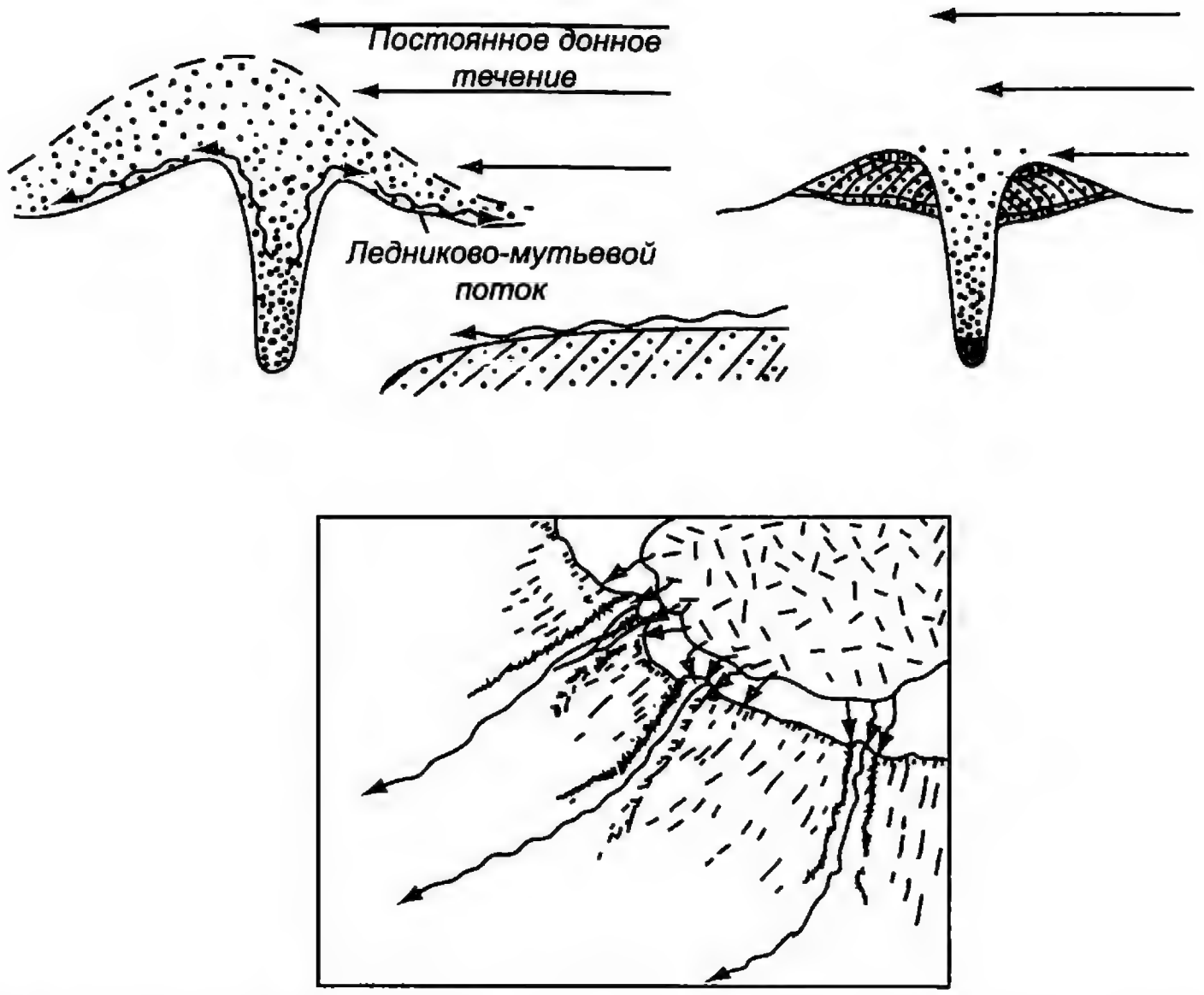


Рис. 3. Вероятный механизм развития ледниково-мутьевых потоков в подводных каньонах и абиссальных каналах ложа океана.

Мутьевые потоки, частые квазистационарные спуски которых могли быть в начале дегляциации, следует считать ведущим фактором в накоплении 100–400-метровой толщи четвертичных отложений глубоководных равнин дна океана. Вместе с тем, достаточно велико было значение айсбергового разноса моренного материала, в процессе которого накопилось примерно 30–70 метров ледниково-морских осадков. Сток материкового льда в океан связан с откалыванием айсбергов от крупных выводных ледников, ложем которых были почти 200 поперечных желобов внешнего шельфа.

Реконструкция древних ледниковых покровов относится к основополагающим вопросам палеогеографии плейстоцена. Согласно материалам глубоководного бурения дна, возникновение первых покровных оледенений на североамериканском и европейском материках относится к эоплейстоцену (1,8–3,5 млн. лет). Для последней поздневюрмской эпохи определенно реконструируются ледниковые покровы на шельфах и перигляциальные обстановки в открытой части Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна. Сопоставление в пространстве поясов краевых ледниковых образований, корреляция их с датированной радиоуглеродным методом ледниковой морфоскульптурой побережья позволили выдвинуть гипотезу, согласно которой в позднем вюрме (21–17 тыс. лет назад) ледники покрывали гляциальные шельфы почти на всю ширину и, возможно, являлись одними из максимальных по мощности льда и площади их распространения. Для последнего оледенения следует выделять внешнюю (максимальную), внутришельфовую, прибрежную и фьордовую стадии развития. Во время фьордовой стадии (11,4–10,2 тыс. лет) ледники почти не выходили за пределы береговой черты материков.

Самую острую дискуссию вызывает проблема оледенения Баренцево-Карского шельфа. Сложная, но вполне упорядоченная ледниковая морфоскульптура баренцевоморского шельфа, видимо, сформировалась в процессе активного растекания периферических частей Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского ледниковых покровов. Ледники толщиной 1–2 км растекались с материка на шельф, а не наоборот. Это подтверждается детальными батиметрическими картами, закономерностями рельефа дна, литологией подводных морен (рис. 4, 5). Особенно убедительными оказались новейшие радиоуглеродные датировки древних береговых линий на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Кольском полуострове [Forman et al., 2004].

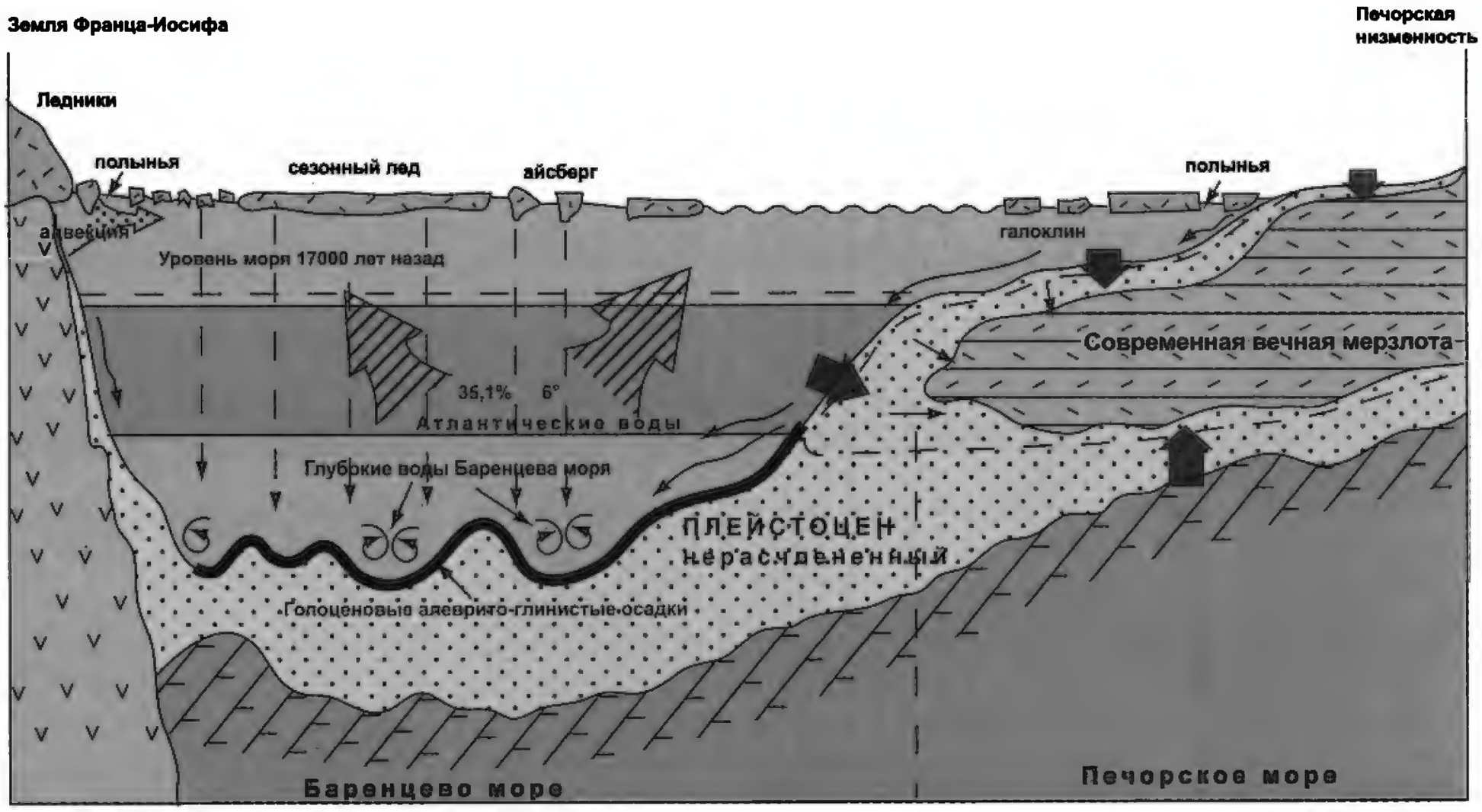


Рис. 4. Современные явления морского перигляциала в Баренцевом море.

Рис. 5. Современные айсберги Баренцева моря на акватории Штокмановского ГКМ (фото Г.К. Зубакина, 2003).

В максимумы ледниковых эпох открытая часть Северной Атлантики почти заполнялась огромной массой льда материкового происхождения [Матишов, Павлова, 1990]. Процесс таяния дрейфующих материковых льдов в перигляциально-океаническом поясе определялся деградацией североамериканских и европейских ледников и являлся частью общего процесса дегляциации оледенения северного полушария.

Общий процесс деградации последнего материкового оледенения обусловил развитие гляциоэвстатической трансгрессии. Уровень океана повысился примерно на 120 м. Возрастающий приток теплых атлантических вод в послеледниковье предопределил, начиная с преборіала, постепенное установление морского режима и современной геохимической среды седиментации в Баренцевом, Белом, Норвежском, Гренландском морях. В это время в бассейны проникала бореальная флора и фауна, в том числе ихтиофауна. Современная экологическая обстановка на всей акватории сложилась примерно 2 тыс. лет назад в субатлантический период.

За последние двадцать лет ММБИ выявлено много специфических черт развития экосистем Баренцева, Печорского и Карского морей. Топография краевых и поперечных желобов существенным образом способствует мощной адвекции атлантических вод вглубь шельфов, и тем самым обуславливает формирование высокой биопродуктивности. В зоне морского перигляциала обращает на себя внимание многообразие эффектов у кромки льда, айсберговая седиментация, полярные гидрофронты разной природы, вечная мерзлота в Печорском море. Богатая фауна планктона и бентоса привлекает на откорм многочисленные стада трески и других атлантических рыб. Явления морского и океанического перигляциала и сейчас фрагментарно сохраняются в Арктике и Субарктике.

В четвертичные ледниковые эпохи на суше и в океане за пределами материковых оледенений возникали самые масштабные перигляциальные зоны, простиравшиеся на многие сотни и тысячи километров (рис. 2, 4, 5). В позднем плейстоцене (18 тысяч лет назад) на шельфе Азово-Черноморского бассейна получила распространение новоэвксинская регрессия. Произошло осушение акватории Азовского моря. Основное пространство высохшего дна Азовского моря было занято озерно-аллювиальной равниной, которую пересекали долины Салгира, Молочной и других степных рек Приазовья. В восточной части этой территории протекали реки палео-Кубань, палео-Бейсуг, палео-Челбас. Две последние впадали в палео-Дон, который в период дегляциации Скандинавского ледникового щита представлял собой долину стока талых вод.

Для Азовского моря отсутствуют прямые геологические свидетельства происхождения четвертичных отложений и элементов рельефа дна. Поэтому многие проблемы шельфа пока не изучены вообще или изучены слабо. К ним относятся, прежде всего, вопросы строения плиоценовых и раннечетвертичных отложений, палеогеографии ранних этапов новейшей истории, чередования морских и континентальных обстановок рельефообразования и осадконакопления, событий последних тысячелетий и ряд других. Нерешенность многих проблем затрудняет создание моделей экосистем и разработку прогнозов.

В 2006 году нами была подготовлена детальная батиметрическая карта Азовского моря в масштабе 1:200000 [Матишов, 2006б]. На эту крупномасштабную топографию было нанесено более 1 тыс. данных гранулометрического анализа грунта (рис. 6). Основная доля проб донных осадков собрана в 1997–2007 гг. Азовским филиалом ММБИ КНЦ и ЮНЦ РАН. Определение координат местоположения судна осуществлялось

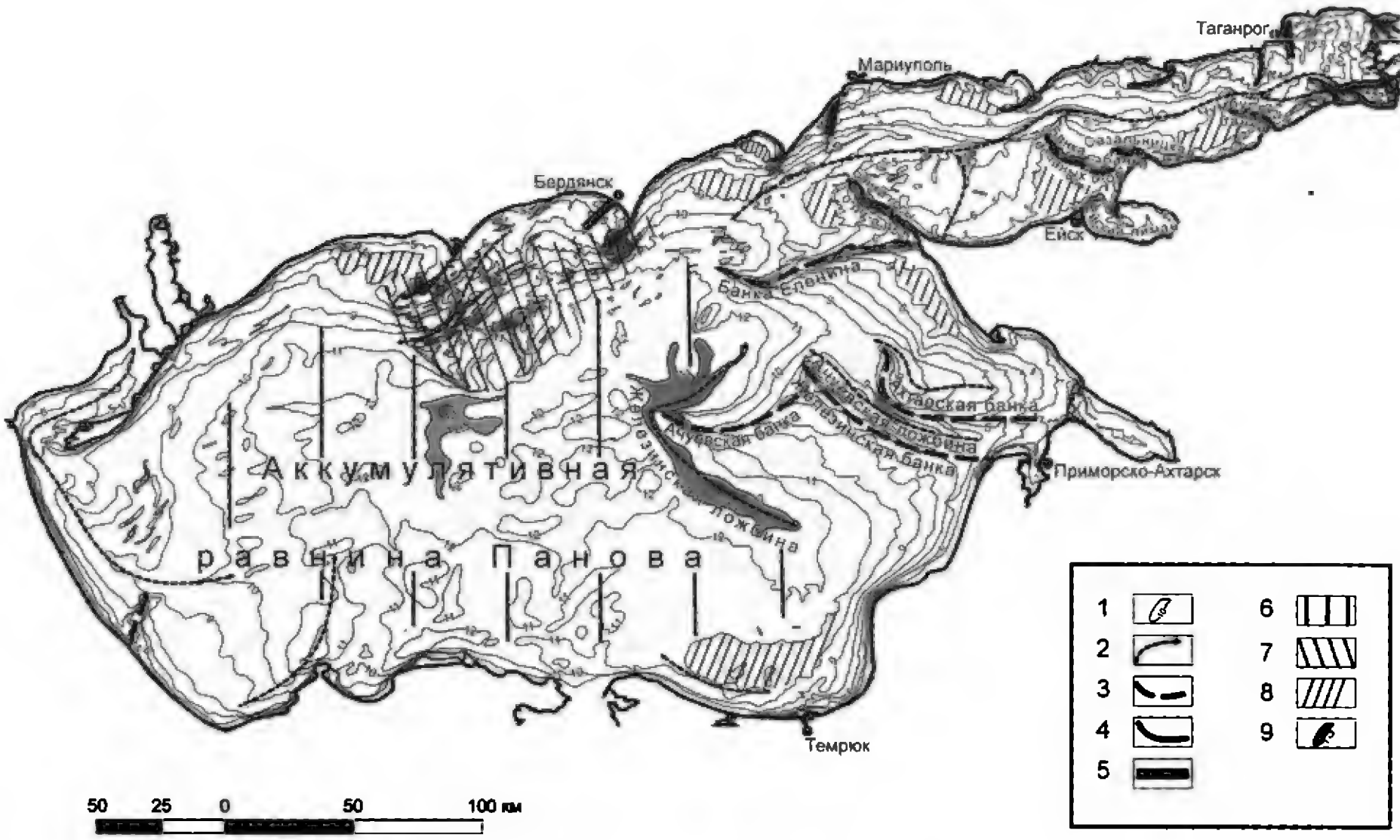


Рис. 6. Основные геоморфологические элементы Азовского шельфа:
1 – изобаты, м; 2 – крупные ложбины и впадины; 3 – крупные гряды и возвышенности; 4 – песчаные гряды (подводные продолжения кос); 5 – искусственные каналы для судоходства; 6 – аккумулятивная (глинисто-илистая) равнина; 7 – зона развития песчаных валов и гряд; 8 – абразионные (абразионно-аккумулятивные) террасы; 9 – ареал глубокой (13–13,5 м) части шельфа

с помощью GPS. Анализ проведен по стандартным методикам, принятым в морской геологии [Лисицын, 1974].

При работе над картой донных отложений широко применялся метод литогеоморфологической интерполяции данных. В результате анализа детальной топографии дна, объемной гранулометрической информации и закономерностей подводного рельефа составлена принципиально новая карта донных отложений Азовского моря (рис. 7). Масштаб карты 1:280000 (по 44° с.ш.). Наряду с типами грунта на карте отражены ареалы гравийно-галечного материала, поля ракуши и ракушечного детрита, грязевые вулканы, зоны сероводородного заражения осадков.

Изучение рыхлых осадков Азовского шельфа выполнено в строгой взаимосвязи с реальными геоморфологическими элементами дна. Донные отложения в море отбирали дночерпателем ван-Вина и 2-метровой ударной грунтовой трубкой. Классификация грунтов по механическому составу была выбрана с учетом литологических особенностей Азовского моря и включала восемь гранулометрических типов осадков (рис. 7). Наша аналитическая база по грунтам постоянно пополняется. Это дает возможность корректировать компьютерную версию новой карты донных отложений.

Для расширения знаний о специфике процессов голоценовой седиментации, включая литостратиграфию, возникла необходимость в проведении сейсмоакустических работ. Такие исследования были выполнены в Таганрогском заливе в 2006 г. усилиями сотрудников ЮНЦ РАН и географического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова. Залив был покрыт сетью галсов сейсмопрофилирования, ориентированных в субмеридиональном направлении – вкрест простирания основных геоморфологических элементов (рис. 8).

При геоакустической съемке в Таганрогском заливе на глубине от 1 до 9 м использовали сейсмоакустический комплекс «Геонт-шельф» производства ООО «Спектр-геофизика», который обладает высокой чувствительностью. Это позволяет работать на минимальных глубинах (до 0,5 м). Высокочастотный электродинамический излучатель типа «бумер» работает совместно с сейсмическим накопителем энергии. При рабочей энергии в 270 Дж максимум спектра излучаемого импульса приходится на частоту 4 кГц. В самой мелководной придельтовой части залива сейсмоа-

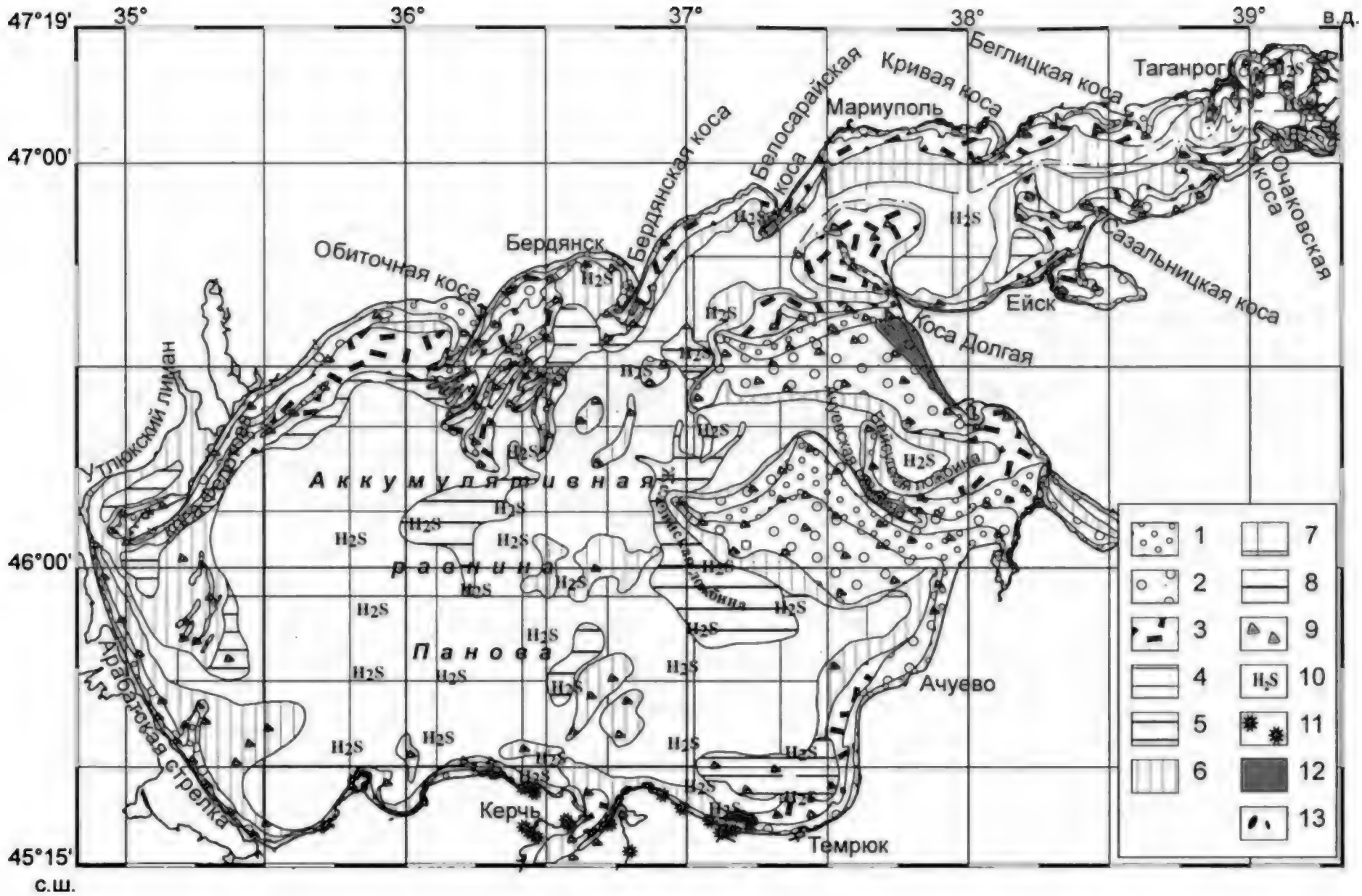


Рис. 7. Карта донных отложений Азовского моря:
1 – песок средне-мелкозернистый с ракушей (фракция 1,0–0,1 мм, более 70%); 2 – песок алевритово-илистый (фракция 1,0–0,1 мм, 50–70%); 3 – смешанный тип осадка (алевритово-илисто-песчаный, содержание каждой фракции в пределах 30–40%); 4 – алеврит (фракция 0,1–0,01 мм, более 70%); 5 – илистый алеврит (фракция 0,1–0,01 мм, 50–70%); 6 – илы с примесью песчано-алевритовой фракции (фракция менее 0,01 мм, более 50–70%); 7 – глинистый ил (фракция менее 0,01 мм, более 70%); 8 – глинистый ил (фракция менее 0,01 мм, более 85%); 9 – ракуша, ракушечный детрит; 10 – сероводородное заражение; 11 – грязевые вулканы; 12 – бенч; 13 – галька, гравий.

кустическое профилирование было выполнено с использованием катера «Master». В более глубоководной области работы проводились с малотоннажного судна «Профессор Панов».

Среди сформировавшихся современных (новоазовских) осадков шельфа выделяется восемь разновидностей. Наиболее характерны среди них илы (пелиты), смешанные осадки и пески (песчано-ракушечные). Пелитовые осадки в Таганрогском заливе и на открытом шельфе Азовского моря находятся на самой низкой глубинной ступени седиментации. Алевриты распространены ограниченно, в чистом виде встречаются на нескольких участках дна (рис. 7).

Взвешенный материал состоит главным образом из тонкозернистых минеральных и органогенных частиц. Современные течения, разносящие осадочный материал, в зависимости от направления ветра имеют циклонический или антициклонический характер. Течения в Таганрогском заливе действуют вдоль его оси и по этой же причине направлены или к устью Дона, или от него. В ходе абразии берегов и участков дна, сложенных преимущественно лессовидными суглинками, местами скифскими глинами и морскими карангатскими отложениями, в море поступает в основном тонкий материал. Поэтому содержание пляжеобразующих фракций невелико. Большая часть терригенного осадочного материала аккумулируется в центральной части моря и в Таганрогском заливе. В этих районах мощность голоценовых осадков достигает 6 м.

Как показано на новой карте донных отложений Азовского моря, господствующее положение занимают глинисто-илистые осадки (фракция 0,01 мм составляет более 70%). Они распространены примерно на трех четвертях площади шельфа, в основном на аккумулятивной равнине Панова (рис. 7). Кроме центральной и южной частей шельфа серые и темно-серые илы локально накапливаются во впадинах лиманов и заливов, в вытянутых ложбинах между банками. В частности, Бейсугская и Ачуевская ложбины на протяжении 70 км заполнены глинистым илом.

Характерный узкий ареал илов выстилает дно осевой ложбины Таганрогского залива на глубине 5–10 м. По обе стороны этот ареал обрамляет ил (<0,01 мм – более 50–70%) с примесью песчано-алевритовой фракции, включая детрит.

Тонкодисперсный ил, в котором фракция <0,01 мм составляет более 85%, залегает в Железинской и некоторых других ложбинах и пологих впадинах морского дна на глубине 12–14 м (рис. 7). Все илистые осадки высокоорганичны, почти повсеместно имеют специфичный запах сероводорода и содержат преимущественно по периферии бассейна значительное количество ракушечного материала. Включения песчаных фракций составляют от 0,3 до 2,5%. Однако, в отдельных местах, по мере приближения к побережью, примеси зерен песка в осадках могут достигать 7–17%. Все грунтовые колонки, вскрывшие на 1–2 м новоазовские осадки, выявили их ритмическое строение. Эта закономерность обусловлена чередованием прослоев илистых отложений и ракуши.

Смешанный тип донных отложений – характерное явление седиментогенеза Азовского моря [Геология..., 1974; Матишов, 2006б; Хрусталев, 1999]. Их отличительная черта – смесь в близких пропорциях (от 25 до 40%) фракции ила, алеврита и песка, включая детрит. Ареалы смешанных осадков тяготеют к прибрежному шельфу, к подножию всех значимых банок открытого моря (рис. 7), а также к центру понижения дна в крупных заливах.

Степень сортировки (по медианному диаметру) смешанных осадков зависит от взаимодействия при осадконакоплении сразу нескольких факторов. Определяющими являются геоморфологический, гидродинамический, гидробиологический. Надо также учитывать фактор близости источников взвеси от абразионно-обвальных берегов, биопродуктивных зон моря и отчасти вектора главенствующих воздушных потоков во время пыльных бурь. Примером распространения такого рода осадков может быть восточная часть Таганрогского залива и районы вокруг подводных гряд и валов. Накопление пелитовых частиц является общим для этого типа отложений и связано с преобладанием илистых наносов на Азовском шельфе.

Зона песков (фракция 1,0–0,1 мм – более 50%) простирается на Азовском шельфе узким шлейфом в прибрежье на глубине до 2–6 м, а также на подводном береговом склоне кос Бирючья, Обиточная, Бердянская, Белосарайская, Кривая, Беглицкая, Очаковская, Чумбурская, Долгая, Камышеватская и др. (рис. 7), сложенных кварцевым песком и детритом либо почти полностью ракушечным материалом. Вероятно, современные (новоазовские) осадки сформировались при нимфейской трансгрессии [Панов, 1963].

Не менее характерны и гораздо более распространены по площади акватории песчаные осадки, преимущественно ракушечные пески на удалении 20–100 км от берегов на востоке и западе Азовского моря (рис. 7). На шельфе песчано-ракушечные отложения слагают подводные банки на глубине 1–9 м. В Таганрогском заливе это касается подводных продолжений кос Долгая, Сазальницкая, Долгенькая, Чумбурская, Очаковская, Петрушина, Беглицкая. Они вытянуты в длину на 8–20 км [Матишов, 2006б]. К этой серии банок относятся гряды Сазальницкая и Песчаных островов. В северном прибрежье на расстоянии 20–30 км в море к востоку от кос Обиточная и Бердянская облик дна определяют узкие пологие песчаные валы и гряды. Их относительная высота около 4–6 м. В песчаных осадках гряд преобладают крупные пески (до 75%). В ложбинах между грядами на глубине 9–11 м залегают алевритовые пески.

На вершинах сравнительно крупных для Азовского моря поднятий дна (длиной 35–50 км) – банках Еленина, Железинская, Ахтарская и Ачуевская – распространены самые значительные для открытого моря площади песчано-ракушечных осадков (фракция 1,0–0,1 мм – более 70%). На подводном склоне этих банок залегают алеврито-во-илистые пески (рис. 7). В них фракция песка составляет до 50–70%. Во многих местах банок отложения представляют собой ракушечник с песчано-алевритовым заполнителем. В зоне отмеченных мелководий (глубина 1–7 м) современный геоморфологический и литологический облик шельфа создавался в течение последних 2 тысяч лет в ходе нимфейской (новоазовской) трансгрессии в условиях интенсивного гидродинамического и абразионно-аккумулятивного режима.

Крупнейший залив Азовского моря имеет эрозионное происхождение и представляет собой долину крупной реки, расширенную процессами абразии, оползания и т.д. [Панов, 1963]. Наиболее раннее проявление флювиальных процессов могло быть в мэотическое время, но наиболее вероятно – в позднем плиоцене, в хапровское время. Переуглубления разрабатывались и позже, в четвертичное время. К нижнечетвертичным отложениям принадлежат аллювиальные и морские бакинские отложения, которые слагают наиболее высокую террасу Миусского полуострова (до 40–45 м), а также известны на южном берегу Миусского лимана, между г. Азовом и с. Кагальником, на южном берегу Таганрогского залива [Попов, 1983].

Долина р. Дон и его притоков представляет собой позднеплейстоценовую и современную террасированную равнину аллювиального, морского и смешанного происхождения. Она сложена двумя надпойменными террасами и поймой. Образование второй надпойменной террасы связано с карангатской трансгрессией. Ее высота в долине Маныча 20–25 м, ширина – до 10 км. Первая надпойменная терраса ниже устья Маныча имеет морское происхождение. Соответствующие ей участки морской террасы сохранились на морском побережье под защитой кос Долгая, Камышеватская и в устьях рек Кагальник, Ея, Бейсуг. Пойменная равнина Дона достигает 12–15 км в ширину и имеет отметки поверхности от 0,5 м в устье до 12 м в районе Цимлянского водохранилища. Ее поверхность образована речными, озерными и морскими осадками [Разрез..., 1976].

В современном рельефе дна Таганрогского залива сохранилась вдоль-осевая подводная ложбина, унаследовавшая долину палео-Дона [Матишов, 2006б]. Она продолжает направление нижнего течения Дона. Южная периферийная часть залива расчленена чрезвычайно пологими, амплитудой менее 1 м, направленными на север ложбинами с разделяющими их повышениями дна. Севернее Ейского лимана в сторону осевой ложбины выдвинут выступ подводного берегового склона с эпизодически осушающейся банкой Песчаные острова. В целом эти признаки характерны для эрозионного рельефа, погребенного под толщей морских осадков.

Геоакустические разрезы трижды пересекли Таганрогский залив от авандельты до траверза Ейск–Рожок (рис. 8, 9). Сейсмопрофилированием были охвачены песчаные банки Очаковская, Чумбурская, Сазальницкая, Песчаные острова. Трижды был пересечен судоходный канал против дельты Дона. Канал имеет ширину 100 м и относительную глубину 4,6 м. Пересекалось также естественное углубление, продолжающее под водой долину р. Кагальник. В ряде случаев сейсмопрофили начинались вблизи абразионно-обвальных береговых уступов. Они расчленены оврагами и балками, а висячие русла свидетельствуют о большой скорости абразии.

Анализируя материалы сейсмопрофилирования дна (рис. 8), сопоставляя их с литологическим составом более 40 грунтовых колонок из Таганрогского залива и общей позднечетвертичной палеогеографией бассейна, можно сделать ряд важнейших выводов о строении шельфа.

Почти повсеместно залив перекрыт покровом почти горизонтально залегающих стратифицированных осадков мощностью от 0,5 до 2,5 м. В данном случае отчетливо проявляется выравнивающая роль поверхностного слоя осадков. Этим объясняется сглаженный рельеф поверхности дна. В то же время погребенная поверхность (А), видимо, подвергалась размыву и характеризуется в ряде мест расчлененным микрорельефом. Элементы микрорельефа включают в себя чередование различных валов с аналогичными по морфологии ложбинами. Их относительная высота 0,1–0,5 м (рис. 8, профиль 2N–2S).

Акустическая граница А присутствует почти на каждом из сейсмопрофилей, т.е. имеет региональный характер. Поверхность погребена под слоем нормально-слоистых донных отложений, отражая эпоху фанагорийской регрессии. Однако отмечены случаи выхода ее на поверхность дна там, где мощность перекрывающего слоя осадков сокращается. Особенно отчетливо эрозионная граница А проявляется под пологим аккумулятивным телом банок Чумбурская, Очаковская, Сазальницкая и Песчаные острова, а также подводным валом в прибрежье к западу от с. Круглого (рис. 8).

Очевидно, накопление осадочной толщи, перекрывающей эрозионную поверхность А, проходило во время нимфейской трансгрессии. На сводном сейсмолитологическом профиле (рис. 9) положение отражающих площадок (А1) нормально-слоистой текстуры наносов показано условно. Вероятно, этими новейшими осадками сложены все многочисленные банки (песчаные косы) Таганрогского залива. Следовательно, косы имеют возраст не более 2 тысяч лет и не имеют признаков унаследованности. Аккумулятивные тела этих наносных образований достигают мощности 1,5–2,5 м. Они залегают и на поверхности размыва А. В основании банки в одном случае обнаружены слабо выраженные отражающие площадки, указывающие предположительно на косослоистую текстуру «ядра» банки. Если принять возраст погребенной поверхности равным 2 тысячам лет, то можно оценить средние темпы осадконакопления за послефанагорийский цикл в 0,25–0,5 м за 1 тыс. лет, или 0,25–0,5 мм/год.

Отложения (или породы), залегающие ниже поверхности размыва А, отличаются акустической прозрачностью и не содержат выдержанных отражающих площадок. В ряде случаев встречены фрагменты этих площадок (Б1, Б2), слабонаклонно залегающие непосредственно под поверхностью А и как бы срезанные ею (рис. 9). По-видимому, это фрагменты поверхностей напластования пород коренного ложа залива. Хотя не исключено, что отдельные из них могут представлять собой поверхности размыва более древ-

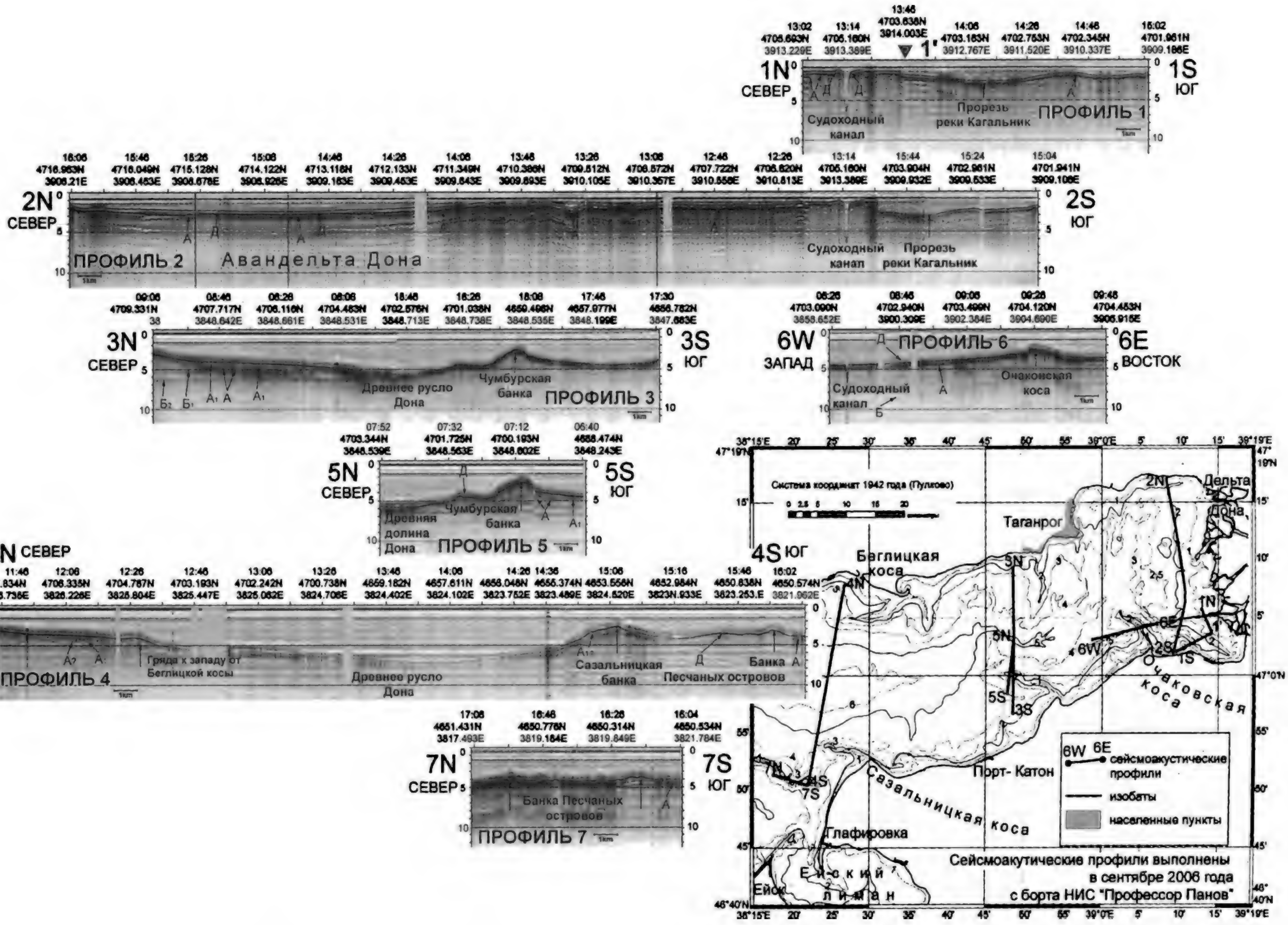


Рис. 8. Сейсмоакустические профили дна Таганрогского залива. На врезке – расположение разрезов

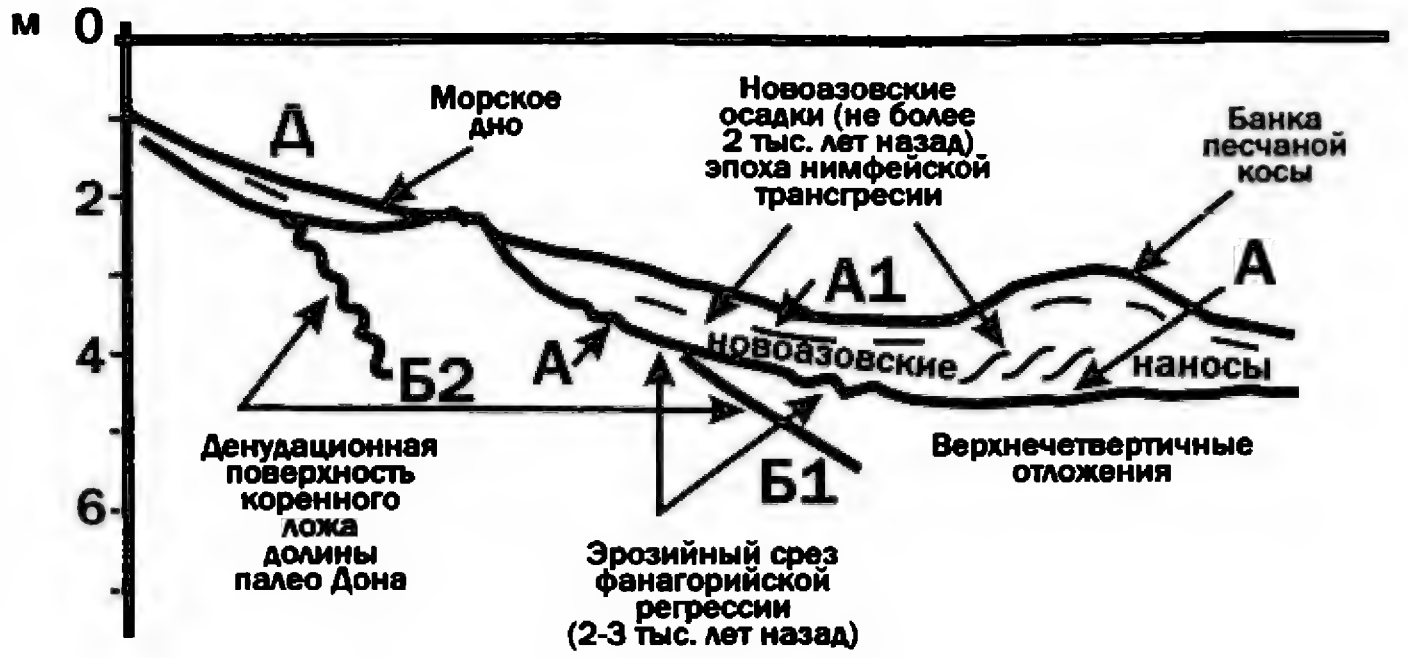


Рис. 9. Сводный сейсмолитологический профиль строения дна Таганрогского залива:
Отражающие поверхности: Д – поверхность дна моря; А – поверхность размыва эпохи фанагорийской регрессии; А1 – поверхности наслоения в толще морских осадков послефанагорийского времени; Б1 – поверхности наслоения пород коренного ложа долины залива; Б2 – элементы денудационной поверхности подводного берегового склона древнего залива (предположительно).

ние, чем граница А, являясь разновозрастными элементами строения бортов древней ложбины Таганрогского залива.

Регионально развитая поверхность А, которая перекрыта у морского края дельты и в центральной части залива слоем осадков мощностью до 1–2 м, дает основание предполагать ее очень молодой возраст. Расчлененность рельефа размытой поверхности и тот факт, что она срезает подстилающие толщи, позволяют считать, что горизонт размыва сформирован в субаэральной обстановке. Видимо, денудационный срез следует увязывать с фанагорийской регрессивной фазой, имевшей место 2,5 тыс. лет назад и закончившейся в первых веках первого тысячелетия н.э. По данным П.В. Федорова [Федоров, 1978], уровень моря в эпоху фанагорийской фазы (т.е. в античное время) опускался на 5–6 м (возможно, на 6–7 м) ниже современного его положения. При таком снижении уровня вся акватория Таганрогского залива осушалась, и вышедшая из-под уровня моря поверхность дна подвергалась воздействию субаэральной денудации. Палеографическими границами могут быть перерывы в морском осадконакоплении, связанные с новоэвксинской (примерно 10 тыс. лет назад) и фанагорийской (2,5–3,0 тыс. лет назад) регрессиями.

Таким образом, в новоазовское время сформировались современные очертания берегов и нынешний характер поверхностных отложений Азовского шельфа. Следует заметить, что Долгая, Бердянская, Обиточная и другие косы открытой части Азовского моря на глубине 7–12 м могли вступить в начальную стадию развития новочерноморской трансгрессии раньше – 3–5 тыс. лет назад.

Познание эволюции морских и наземных экосистем в современных и былых перигляциальных зонах требует фундаментальных исследований четвертичной геологии и биологии, реконструкции палеогеографических и палеоэкологических обстановок плейстоцена и голоцена. Воссоздание палеоклимата и палеобиогеоценозов (например, таких как палеопочвы) позволит прогнозировать динамику современных морских и наземных экосистем в перигляциальных областях.

Литература

Геология Азовского моря / Е.Ф. Шнюков, Г.Н. Орловский, В.П. Усенко и др. Киев: Наукова думка, 1974. 248 с.

Леонтьев О.К. Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). М.: Высшая школа, 1982.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Марков К.К., Лазунов Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965. 372 с.

Матишов Г.Г. Геоморфологические признаки воздействия Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского ледниковых покровов на поверхности шельфа в дочетвертичное время //Геоморфология. 1980. № 4.

Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

Матишов Г.Г. Карта донных отложений Азовского моря: Масштаб 1: 280 000. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006.

Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.

Матишов Г.Г. Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря //Доклады Академии наук. 2006б. Т. 409, № 3. С. 375–380.

Матишов Г.Г. Об океаническом перигляциале //Океанология. 1982. Т. 22. Вып. 2. С. 246–253.

Матишов Г.Г. Общая история Баренцева моря в поздне-послеледниковье //Жизнь и условия ее существования в бентали. Апатиты, 1986.

Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Общая экология и палеогеография полярных океанов. Л.: Наука, 1990. 220 с.

Панов Д.Г. Морфология Мирового океана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 228 с.

Панов Д.Г., Спичак М.К. Об условиях осадконакопления в Азовском море //Тр. совещ. 24–27 мая 1960 года. М., 1961. С. 512–520.

Панов Д.Г., Хрусталев Ю.П. Об истории развития Азовского моря в голоцене //Доклады АН СССР. 1966. Т. 166, № 2. С. 429–432.

Попов Г.И. Плейстоцен черноморско-каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья / А.К. Агаджанян, В.С. Байгушева, Н.С. Болиховская и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 160 с.

Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 256 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М., 1978. 166 с.

Хрусталев Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.

Хрусталев Ю.П. Основные проблемы геохимии седиментогенеза в Азовском море. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. 247 с.

Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. //Quaternary Science Reviews. Elsevier, 2004. P. 1391–1434.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КВАРТЕРА[1]

С.М. Шик

1. В последнее время неожиданную остроту приобрела проблема **нижней границы четвертичной системы.** Как известно, до конца 40-х годов эта граница проводилась в основании отложений, в которых отчетливо проявляются следы материковых оледенений (около 0,8 млн. лет назад[2]). В 1948 г. Международный геологический конгресс признал целесообразным понизить эту границу; однако дискуссия по этому вопросу продолжалась еще более 20 лет. Ему был посвящен специальный проект Международной программы геологической корреляции, в рамках которого рассматривалось несколько вариантов границы и предпочтение отдано уровню около 1,8 млн. лет. В 1984 г. Международная комиссия по стратиграфии (МКС) приняла границу на этом уровне и утвердила ее лимитотип в разрезе Врика (Италия) в верхней части палеомагнитного эпизода Олдувей. В России решение о понижении границы четвертичной системы до 1,8 млн. лет было принято Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 1990 г. Однако в настоящее время МКС предлагает включить в состав четвертичной системы последний ярус неогена – гелазий, т.е. принять основание квартера на уровне около 2,6 млн. лет. Эта граница рассматривалась и во время дискуссии, проводившейся в 50-е – 70-е годы; однако тогда предпочтение было отдано границе на уровне 1,8 млн. лет. Конечно, вопрос о границах стратиграфических подразделений – всегда вопрос договоренности; однако очень важно сохранение стабильности стратиграфических схем. Совершенно не ясно, чем граница на уровне 2,6 млн. лет лучше существующей; в то же время ее принятие приведет к необходимости переработки не только стратиграфических схем, но и геологических карт (в том числе имеющих статус государственных). Представляется, что необходимо сохранить принятое сейчас положение границы неогена и квартера.

И уж совсем неприемлемо предложение МКС об упразднении четвертичной системы и отнесении соответствующих отложений к неогену. Четвертичная система была выделена еще в 1829 г. – одной из первых из существующих ныне систем; для нее характерно такое важнейшее событие в истории Земли, как появление и становление человека, что делает оправданным выделение самостоятельного четвертичного периода, несмотря на его сравнительно небольшую продолжительность. Особенности этого этапа (резкое преобладание континентальных отложений, их тесная связь с рельефом, очень значительные колебания климата, быстрая эволюция некоторых групп наземной фауны и др.) обуславливают использование при изучении четвертичных отложений ряда специфических методов. Очень велико и народнохозяйственное значение четвертичных отложений – почти повсеместно именно они являются почвообразующими породами, служат основанием для большинства сооружений и составляют преобладающую часть горной массы, перерабатываемой при добыче полезных ископаемых. Не случайно четвертичная геология давно выделилась в самостоятельный раздел геологии и почти всегда составляются самостоятельные карты четвертичных отложений. Но название системы давно устарело. Еще в 1922 г. А.П. Павловым предложено название **антропогеновая система**, созвучное наименованиям остальных систем кайнозоя и отражающее важнейшее событие четвертичного периода; им и следовало бы заменить существующее название.

2. На международном уровне принято деление четвертичной системы на два отдела – плейстоцен и голоцен, однако **нет общепринятых подразделений для плейстоцена**. В Западной Европе плейстоцен подразделяется на три подотдела, очень разные как по продолжительности (около 1 млн. лет, 0,7 млн. лет и 0,12 млн. лет), так и по значимости соответствующих им событий. Более целесообразным представляется принятое в России деление плейстоцена на две примерно равные по продолжительности части – эоплейстоцен и неоплейстоцен [Постановления..., 1996], резко различающиеся по характеру климатических ко-

[1] Доклад на V Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода (Москва, ноябрь 2007 г.)

[2] Здесь и ниже возраст приводится в соответствии с современными представлениями

лебаний [Шик, 2004а; Зубаков, 2005], фауне млекопитающих и флоре. Первая из них отвечает нижнему плейстоцену, а вторая – среднему и верхнему плейстоцену западноевропейской шкалы (табл. 1). Вероятно, этим подразделениям следовало бы придать ранг ярусов с географическими названиями (по продолжительности они не отличаются от последних ярусов неогена); их стратотипы целесообразно выбрать в Средиземноморье, где находятся стратотипы всех ярусов неогена и лимитотип нижней границы четвертичной системы. В некоторых стратиграфических схемах эти интервалы уже выделяются в качестве калабрийского и ионийского ярусов [Berggren et al., 1995; Cita et al., 1995, и др.]; они различаются не только наземной, но и морской биотой (по нанопланктону – на уровне зон, по фораминиферам – на уровне подзон). Ярусы могут быть подразделены на подярусы, отвечающие выделяющимся в России звеньям и различающиеся по фауне мелких млекопитающих [Шик, 2004а].

3. До недавнего времени дискуссионным оставался вопрос об **основной внутриплейстоценовой границе** (эоплейстоцена и неоплейстоцена в России, нижнего и среднего плейстоцена в Западной Европе). Обычно ее проводили в основании кромера, т.е. несколько ниже основания палеомагнитной эпохи Брюнес. Однако в «Дополнении к стратиграфическому кодексу» [2000] эта граница совмещена с основанием эпохи Брюнес; так же предлагает проводить границу нижнего и среднего плейстоцена Международная комиссия по стратиграфии (2004 г.). Межведомственный стратиграфический комитет Риссии (МСК), приняв в апреле 2007 г. деление неоплейстоцена на ступени, закрепил положение его основания на рубеже палеомагнитных эпох Матуюма и Брюнес (0,78 млн. лет назад). Эта граница близка к основанию 19 изотопно-кислородной стадии (0,787 млн. лет), хотя и не вполне ей идентична. Таким образом, в России устранена существовавшая некоторое время неопределенность в положении этой границы. Представляется, что такое проведение границы не противоречит и палеонтологическим данным, т.к. микротериофауна в верхах зоны Матуяма (петропавловский горизонт Европейской России) – промежуточная между таманской и тираспольской.

4. Не вызывает возражений принятое МСК в апреле 2007 г. деления всего неоплейстоцена на ступени, отвечающие глобальным похолоданиям и потеплениям – ледниковьям и межледниковьям или плювиалам и аридам [Стратиграфический кодекс, 2006]. Однако представляется, что вопрос о **сопоставлении ступеней с изотопно-кислородной шкалой (ИКШ)** требует дополнительного обсуждения [Шик, Тарноградский, 2007][1]. Ряд исследователей считает, что нельзя «отождествлять» ступени со стадиями ИКШ, как это делает Б.А. Борисов [2007]. Имеющиеся палеотемпературные данные [Котляков, 2000, и др.] свидетельствуют, что переход от межледниковых условий к ледниковым происходит не в конце стадий 9, 7 и 5, а значительно раньше – в конце начальных подстадий этих стадий. Вторая половина указанных стадий характеризуется уже климатом ледникового типа, когда уровень моря был много ниже современного, а объем льдов велик. Особенно отчетливо это видно на примере лучше изученной 5 стадии (см. ниже). Таким образом, по объему ступени могут не совпадать со стадиями ИКШ.

Соответствие ступеней тем или иным стадиям ИКШ более или менее надежно можно установить только для верхнего и среднего неоплейстоцена и верхней ступени нижнего неоплейстоцена (табл. 2). Для более древних отложений пока остается проблематичной не только корреляция климатолитов с ИКШ, но и сама последовательность климатолитов – многие исследователи [Зубаков, 2005; Иосифова и др., 2006; Шик и др., 2006, и др.] понимают ее иначе, чем Б.А. Борисов.

Можно согласиться с Б.А. Борисовым [2007], что стратотипы ступеней следует выбрать в Европейской России. Но при этом в качестве типовых должны использоваться климатолиты, по поводу стратиграфического положения которых не возникает разногласий – а далеко не все предложенные Б.А. Борисовым стратотипы удовлетворяют этому условию. Этот вопрос также требует дальнейшего обсуждения.

5. Детальная стратиграфия для **первой половины плейстоцена**, вероятно, должна строится на **биостратиграфической основе** (эволюция фауны мелких млекопитающих дает такую возможность), а для **второй его половины**, когда оледенения чередовались с межледниковьями, а аридные эпохи с плювиальными – на **климатостратиграфической основе**. При этом хорошим эталоном может служить изотопно-кислородная шкала, хотя вполне надежно сопоставить с ней ледниковые и межледниковые отложения можно только для последних 200 тысяч лет, а менее надежно – до 450 тыс. лет (см. табл. 2). Поэтому вопросы о количестве и границах распространения оледенений в раннем и среднем неоплейстоцене до сих пор вызывают много разногласий.

---

[1] Утвержденное МСК 4 апреля 2007 г. решение Комиссии МСК по четвертичной системе о сопоставлении ступеней с ИКШ и их стратотипах было принято опросным порядком, без развернутого обсуждения

Таблица 1. Стратиграфические шкалы квартера

Международная шкала		Западноевропейская шкала			Российская шкала		Возможныйвариант шкалы			Время (тыс. лет назад)
Система	Отдел						Отдел	Ярус	Подъярус	
Четвертичная	Голоцен	Голоцен			Голоцен		Голоцен			10
	Плейстоцен	Плейстоцен	верхний		Неоплейстоцен	верхний	Плейстоцен	Ионий	верхний	130
			средний	поздний		средний			средний	400
				ранний		нижний			нижний	800
			нижний		Эоплейстоцен	верхний		Калабрий	верхний	1200
						нижний			нижний	1800

Таблица 2. Оледенения и межледниковья некоторых ледниковых районов Европы

Общая шкала			Палеомагнетизм	ИКШ	Европейская Россия	Беларусь	Литва	Польша		Северная Европа	
Раздел	Звено	Ступень									
Неоплейстоцен	Верхнее	4-2	Брюнес	2-5d	Валдайское	Поозерское	Нямунас	Северопольское (висла)		Вейхзель	
		1		5e	*Микулинское*	*Муравинское*	*Мяркине*	*Эем*		*Эем*	
	Среднее	6		6	Московское	Припятское	Мядиненкай	Средне-польское	Варта	Варта	
		5		7	*Горкинское*	?	*Снайгупеле ?*		*Любава*	*Трене*	
		4		8	Вологодское		Жямайтия		Одра	Дренте	
		3		9	*Чекалинское (каменское)*		?		*Збуйна*	*Демнитц (шенинген)*	
		2		10	Калужское				Ливец	Фюне	
		1		11	*Лихвинское*	*Александрийское*	*Бутенай*	*Мазовиан*		*Гольштейн*	
	Нижнее	8		12	Окское	Березинское	Дайнава	Сан-2 (вилга)		Эльстер	
		7			*Икорецкое ?*		?	?		Кромер	*(нордбергум)*
					Западнодвинское ?						
					Мучкапское	*Беловежское*	*Жидинь*	*Фердинандув*			
		6			Донское	Ясельдинское	Дзукия	Сан-1			Гляциал С
		5			*Поздне-ильинское*	*Корчевское*	*Бине*	*Малопольское*			*Интергляциал III (розмален)*
		4			Сетуньское	Наревское	Нальшя	Нида			Гляциал В
		3			*Раннеильин-ское*	?	*Каменай*	*Августов (подлясе)*			*Интергляциал II (вестерховен)*
		2			Покровское		Кальвяй				Гляциал А
		1			?		?				*Интергляциал I (ваарденбург)*
Эоплейстоцен	Верхнее		Матуяма		*Акуловское*	*Ружанское*	Даумантай				
	Нижнее					Варяжское		«Нарев»		Дорст	

6. В **нижнем неоплейстоцене** (раннем среднем плейстоцене западноевропейской шкалы) в большинстве стратиграфических схем выделяется 4 ледниковых комплекса: покровский, сетуньский, донской и окский в Европейской России [Шик и др., 2006][1]; кальвяй, нальшя, дзукия и дайнава в Литве [Кондратене, 1996]; нарев, нида, сан-1 и сан-2 в Польше [binder et al., 1998]; гляциалы A, B, C и эльстер в Западной Европе (см. табл. 2[2]); 4 оледенения некоторые исследователи [Волкова и др., 2005] выделяют и в Западной Сибири. Таким образом, принятое МСК выделение в нижнем плейстоцене 8 ступеней хорошо увязывается с имеющимися материалами. Разделяющие эти ледниковые комплексы межледниковые отложения содержат различающуюся по эволюционному уровню ранне-, средне- и позднетираспольскую микротериофауну, в которой отсутствуют полевки рода Arvicola [Красненков и др., 1997; Иосифова и др., 2006]. Однако, вероятно, к нижнему неоплейстоцену относятся и межледниковые отложения с арвиколами, более архаичными, чем содержащиеся в лихвинских отложениях; А.К. Агаджанан и Ю.И. Иосифова [Иосифова и др., 2006] соответствующий фаунистический комплекс выделили в качестве икорецкого. При этом в разрезе Смоленский Брод [Вознячук и др., 1981, и др.] эти отложения, также содержащие архаичные арвиколы, по палеоботанической характеристике сильно отличаются от лихвинских и книзу переходят в ледниково-озерные отложения, выполняющую западину на поверхности морены. Очевидно, формирование последней непосредственно предшествовало накоплению межледниковых отложений, т.е. она принадлежит западнодвинскому оледенению, которое моложе донского, но древнее окского. Есть данные о присутствии и в Западной Европе архаичных арвикол в догольштейнских отложениях. Возможно, что между мучкапским (рославльским) межледниковьем и окским (эльстерским) оледенением существовал еще один ледниково-межледниковый цикл, пока нашедший отражение только в стратиграфических схемах В.А. Зубакова [2005] и Ю.И. Иосифовой и др. [2006] и в проекте стратиграфической схемы Беларуси [Якубовская и др., 2002; Санько и др., 2003]. Подтверждение или опровержение этого предположения – одна из важнейших проблем стратиграфии и палеогеографии нижнего неоплейстоцена, хотя в ней есть и другие дискуссионные вопросы – в частности, о границах распространения ледника в окское время и о стратиграфическом положении окатовского межледниковья [Величко и др., 2005; Шик и др., 2006]. Остается дискуссионным и вопрос о первом межледниковье раннего неоплейстоцена, отвечающем его первой ступени.

7. Еще больше нерешенных проблем в **стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена** (позднего среднего плейстоцена европейской шкалы). В России в большинстве стратиграфических схем в этом интервале пока выделяются два межледниковья и два оледенения. Однако не вызывает сомнения, что последнее оледенение среднего неоплейстоцена отвечает 6 изотопно-кислородной стадии (ИКС), а первое межледниковье (лихвинское, голыитейнское) большинство исследователей сопоставляет с 11 ИКС, что подтверждается и имеющимися геохронометрическими данными. Но тогда в среднем неоплейстоцене должно быть три межледниковья (11, 9 и 7 ИКС) и три оледенения (10, 8 6 ИКС). Так уже давно считают Е.Н. Былинский [1992], Н.С. Болиховская [1995, 2004 и др.] и В.А. Зубаков [2005 и др.][3]; эту точку зрения неоднократно высказывал и автор настоящей статьи [Шик, 1998, 2004а, 2005]. Три оледенения в среднем неоплейстоцене Западной Сибири выделяет В.С. Волкова [2005]. Эти оледенения и межледниковья фигурируют во многих европейских схемах [Under et al., 1998; Therner, 1998; см. табл. 2]. Наличие в среднем неоплейстоцене 3 межледниковий и 3 оледенений признал и МСК, выделив в нем 6 ступеней.

В Европейской России для горкинского (родионовского) межледниковья, предшествующего последнему оледенению среднего неоплейстоцена, получены оптолюминисцентные и ураториевые датировки (195–250 тыс. лет назад), свидетельствующие о его принадлежности 7 ИКС [Шик, 20046; Арсланов и др., 2006]. Горкинские отложения приурочены к остаточным западинам на поверхности вологодской морены, что позволяет сопоставлять ее с 8 ИКС. В средней полосе Европейской России содержание пыльцы широколиственных пород в горкинских отложениях не превышает 20–25 % (в других межледниковьях оно достигает 60–80 %), что свидетельствует о климате лишь немного теплее современного. Вряд ли этому межледниковью могут отвечать каменская и роменская ископаемые почвы, как полагают А.А. Величко и др. [2005]; скорее его следует сопоставлять только с

---

[1] В настоящее время я, как и ряд других исследователей [Величко и др., 2005; Зубаков, 2005], ликовское оледенение отношу не к покровскому, а к петропавловскому горизонту, т. е. к палеомагнитной эпохе Матуяма

[2] В этой таблице оледенения показаны прямым шрифтом, а межледниковья – курсивом

[3] Фактически такое же количество оледенений и межледниковий выделял в этом стратиграфическом интервале А.И. Москвитин [1967 и др.], хотя и иначе трактовал их возраст

роменской почвой, выраженной значительно хуже, чем другие межледниковые почвы (некоторые исследователи считают ее межстадиальной), а каменскую почву относить к 9 ИКС.

Таким образом, в центральной части Европейской России развиты морены 8 и 6 ИКС и межледниковые озерные отложения 11 и 7 ИКС, а отложения 10 и 9 ИКС пока известны только в субаэральных образованиях (борисоглебский лесс и каменская ископаемая почва; калужское похолодание и чекалинское потепление Чекалинского разреза [Величко и др., 2005; Болиховская, 1995]). Вероятно, первое оледенение среднего неоплейстоцена (10 ИКС) не достигало ни центральных районов Европейской России (в разрезе Булатово на севере Тверской области и криогигратическая, и криоксиратическая стадия первого послелихвинского оледенения представлены перигляциальными озерными отложениями [Зеликсон, 1985]), ни Прибалтики, где в среднем неоплейстоцене выделяются только два ледниковых комплекса [Кондратене, 1996]. Очевидно, по этой причине в Европейской России пока нигде не известны отвечающие 9 ИКС межледниковые озерные отложения (обычно они сохраняются в западинах на поверхности морены предшествовавшего оледенения) и мало шансов на их скорое обнаружение. Однако необходимо максимально тщательно изучать отложения времени, непосредственно следовавшего за лихвинским межледниковьем; возможно так же, что приблизиться к решению проблемы стратиграфии среднего неоплейстоцена поможет использование современных геохронометрических методов для датирования отложений, относящихся к этому интервалу. Большое значение могут иметь данные по Западной Сибири, где отвечающее 10 ИКС оледенение могло иметь более широкое распространение, а значит могли сохранится и озерные отложения 9 ИКС.

8. Серьезные разногласия вызывает и вопрос о **границах распространения оледенений среднего неоплейстоцена.** Длительное время (40–70-е годы) господствовали представления, что максимальным было первое из них, сформировавшее Днепровский и Донской ледниковые языки и обычно называвшееся днепровским. Однако в начале 80-х годов было показано, что морена Донского языка относится к нижнему неоплейстоцену [Величко и др., 1980; Красненков и др., 1980]; в настоящее время эти представления получили практически всеобщее признание. Еще раньше появились данные о принадлежности морены Днепровского языка второй половине среднего неоплейстоцена, основанные на строении лёссово-почвенных образований [Величко и др., 1964 и др.]. Позже они подтвердились в результате обнаружения в северной части Днепровского ледникового языка (юг Брянской области) микулинских отложений, приуроченных к остаточным западинам на поверхности морены, и ТЛ датирования ледниковых и флювиогляциальных отложений в районе гг. Клинцы и Почеп, возраст которых оказался 142–173 тыс. лет (рис. 1). Было установлено также залегание на второй сверху морене Подмосковья (считавшейся днепровской) рославльских (мучкапских) межледниковых отложений, что свидетельствует о ее принадлежности нижнему неоплейстоцену [Шик, 20046; Шик и др., 2006]. Эти представления отражены в принятой в 1983 г. региональной стратиграфической схеме [Решение..., 1986][1]. В последнее время и на Украине появились данные об ее более молодом возрасте (выяснилось, что прилукская погребенная почва является межстадиальной и с микулинским межледниковьем может сопоставляться только кайдакская почва, развитая на днепровской морене [Герасименко, 2004]). Однако до сих пор многие исследователи относят морену Днепровского ледникового языка к первой половине среднего неоплейстоцена. При этом обосновываются представления о том, что максимальным было оледенение первой половины среднего неоплейстоцена, главным образом материалами по Сатинскому полигону [Рычагов и др., 2006], где результаты ТЛ датирования указывают на принадлежность второй сверху морены к 8 стадии, а между двумя моренами обнаружены межледниковые аллювиальные отложения, очень сходные с горкинскими. Однако, результаты ТЛ датирования (особенно для отложений с возрастом более 150 тыс. лет) далеко не всегда достаточно надежны, а аллювиальные отложения могут залегать на породах любого возраста. Очевидно, для преодоления существующих разногласий необходимо получение дополнительных данных о возрасте морены Днепровского ледникового языка, хотя мне представляется, что их и так уже достаточно.

9. Много дискуссионных вопросов остается и в **стратиграфии и палеогеографии верхнего нео-**

[1] В этой стратиграфической схеме последнее оледенение среднего неоплейстоцена именуется московским, хотя в соответствии с правилами приоритета его следовало бы называть днепровским, как это и делают многие исследователи [Красненков и др., 1997; Величко и др., 2005]; очевидно, последнему оледенению среднего неоплейстоцена отвечает и днепровская морена Украины. Однако, при этом трудно избежать путаницы, поскольку многие исследователи называют «днепровским» более древнее оледенение. Использовать для последнего оледенения среднего неоплейстоцена название «московское» также вполне возможно, т.к. его граница проходит непосредственно южнее г. Москвы

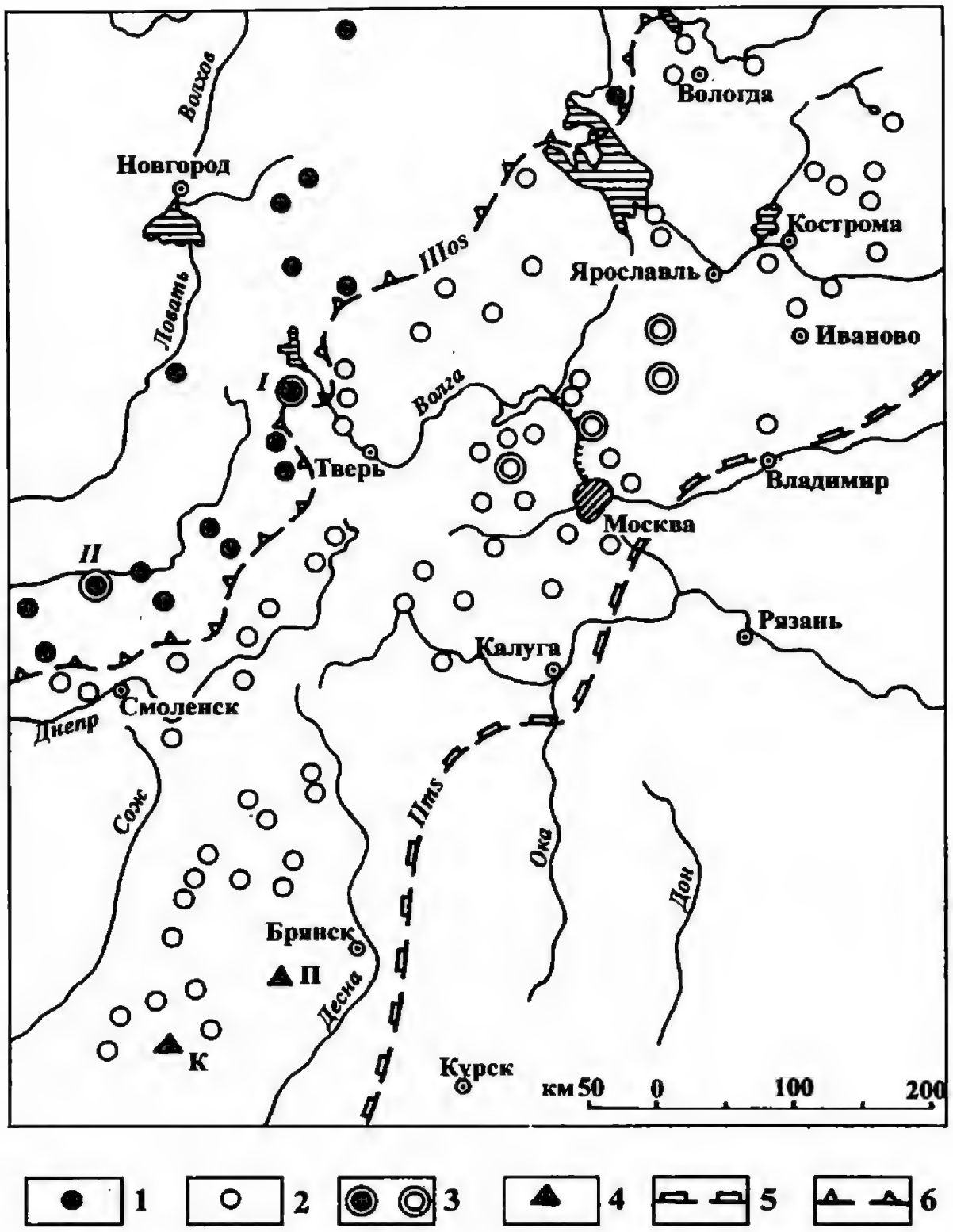


Рис. 1. Палеоботанически изученные разрезы микулинских озерных отложений и границы оледенений
1 – 3 – разрезы микулинских отложений: 1 – перекрытые мореной, 2 – не перекрытые мореной, 3 – разрезы, в которых присутствуют датированные с помощью радиоуглеродного анализа средневалдайские отложения (I – Килешино, II – Коневич); 4 – разрезы, в которых ледниковые и водноледниковые отложения Днепровского ледникового языка датированы ТЛ методом (П – Почеп, К- Клинцы). Границы распространения: 5 – последнего оледенения среднего неоплейстоцена (ИКС 6), 6 – поздневалдайской (осташковской) мегастадии (ИКС 2)

плейстоцена (верхнего плейстоцена западноевропейской шкалы). Прежде всего они касаются интервала, отвечающего подстадиям 5d–5a изотопно-кислородной шкалы. Большинство исследователей относит его к вюрмской (валдайской, вислинской) ледниковой эпохе, хотя некоторые и считают возможным включать его в состав микулинского межледниковья. Этот интервал характеризуется весьма своеобразными климатическими условиями – значительные похолодания, во время которых, возможно, развивались небольшие материковые оледенения [Евзеров, 2002; Демидов и др., 2006], чередовались с потеплениями, во время которых уровень моря оставался ниже современного [Chappell et al., 1996]; морская трансгрессия на севере [Корсакова и др., 2004; Евзеров, 2006] имела, вероятно, гляциоизостатический характер, а климат в средних широтах был межстадиальным и только на севере приближался к межледниковому [Henrikson et al., 2006]. Представляется, что этот интервал следует выделять в качестве самостоятельного этапа – эовалдая [Лаврушин и др., 2002][1] с соответствующими региональными подразделениями [Шик и др., 2004].

В последующей ледниковой эпохе можно выделить ранне- и поздневалдайскую мегаста-

[1] Такой этап (эовисконсин) давно выделяется в Северной Америке

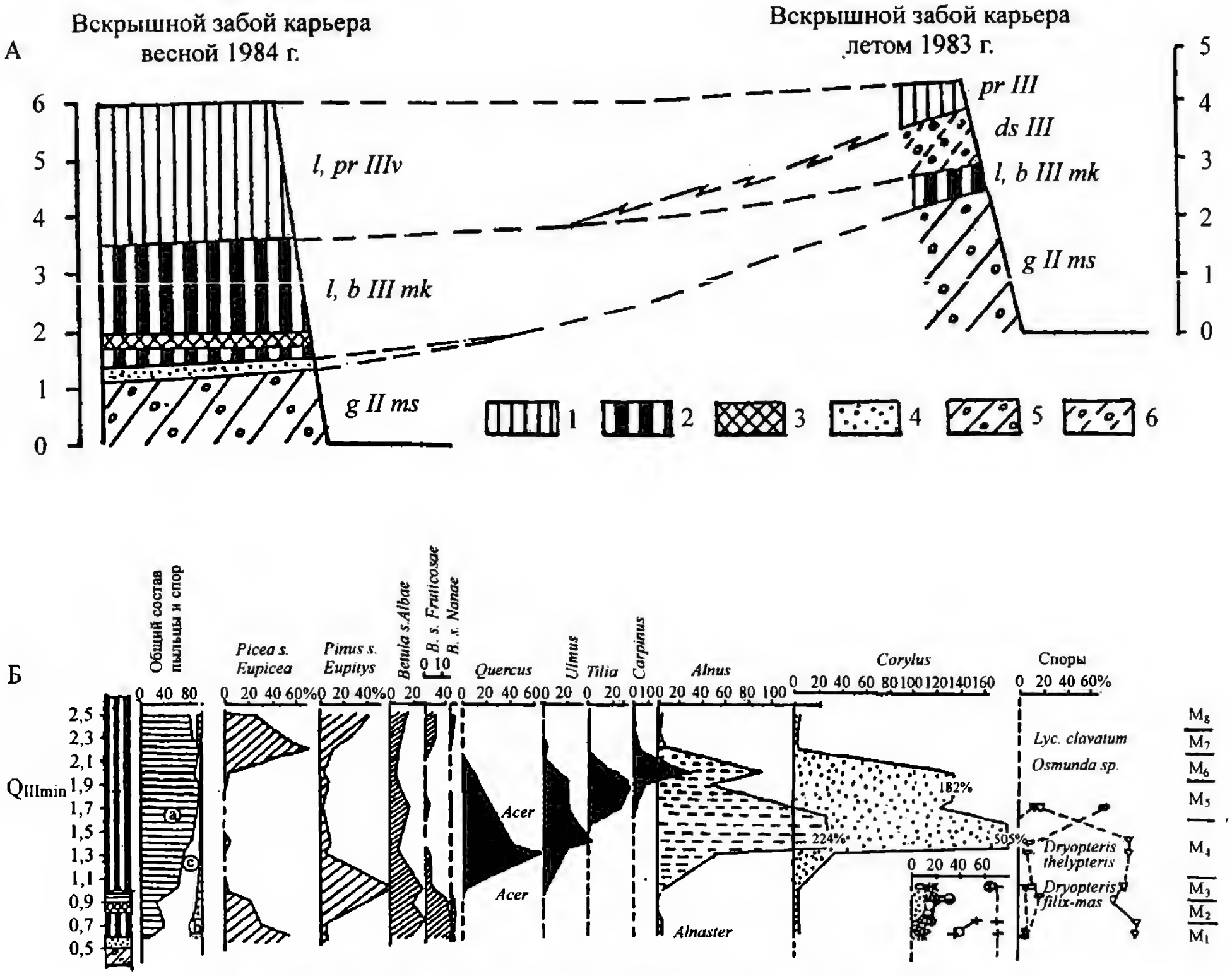


Рис. 2. Разрез микулинских межледниковых отложений «Борисова Гора»

А – условия залегания, Б – спорово-пыльцевая диаграмма. Образцы отобраны в 1984 г. Э.А. Лехт и В.В.Писаревой, анализы В.В.Писаревой.

1 – суглинки тонкие, однородные, 2 – торф, детритовая гиттия, 3 – сапропелит, 4 – песок, 5 – суглинок моренный, 6 – суглинок мореноподобный (солифлюксий). На спорово-пыльцевой диаграмме: a – древесная пыльца, b – недревесная пыльца, c – споры

дии (4 и 2 ИКС), разделенные продолжительным (около 25 тыс. лет) мегаинтерстадиалом (3 ИКС), во время которого чередовались похолодания и потепления, но климат в средних широтах все время был холоднее современного [Спиридонова, 1983]; лишь на севере Сибири он иногда приближался к современному [Арсланов и др., 2006]. Небольшая морская трансгрессия [Волкова, 2001] имела, очевидно, гляциоизостатический характер. Существовавшие длительное время (50-е–70-е годы) представления о межледниковом характере этого интервала (молого-шекснинское и каргинское межледниковья) были связаны с ошибочным отнесением к этому времени некоторых разрезов более древних (микулинских, казанцевских) отложений.

Однако до сих пор, как и 50 лет назад, серьезные разногласия вызывает вопрос о границах распространения ледников в ранне- и поздневалдайское время. Ряд исследователей вслед за А.И. Москвитиным [1967 и др.] считает, что в Европейской России всюду максимальной была ранневалдайская мегастадия, во время которой ледник достигал Клинско-Дмитровской гряды [Алексеев и др., 1997 и др.; Судакова и др., 1997 и др.]. Однако на северо-востоке Европейской России южнее границы распространения поздневалдайского (осташковского) ледника микулинские отложения не перекрыты мореной (см. рис. 1); лишь в краевых частях озерных котловин на них иногда залегают мореноподобные отложениям делювиально-солифлюкционного происхождения, которые иногда

принимают за морену. Характерный пример – карьер у д. Борисова Гора близ г. Дмитрова (рис. 2), где в 1983 г. над микулинскими отложениями наблюдалась мореноподобная толща, а в 1984 г. при продвижении карьера к середине озерной котловины от этой толщи не осталось и следа. В области распространения поздневалдайского ледника известен ряд разрезов, в которых отсутствуют даже следы морены между микулинскими и средневалдайскими озерными отложениями [Спиридонова и др., 1981; Лийвранд, 1985; Ауслендер и др., 1998]. По данным В.Я.Евзерова [2002] и на Кольском полуострове в ранневалдайское время Скандинавский ледник занимал меньшую площадь, чем поздневалдайский.

Мне представляется, что эти данные убедительно свидетельствуют о том, что на северо-западе Европейской России максимальное распространение ледник имел в поздневалдайское время; такое же соотношение наблюдается в Беларуси и Прибалтике. Однако, на северо-востоке Европейской России и в Западной Сибири соотношение, вероятно, было обратное. Это может объясняться тем, что на западе при достаточной влажности распространение ледников зависело в первую очередь от температуры (которая в позднем валдае была ниже, чем в раннем), а на востоке (при более континентальном климате) – от влажности, которая была выше в раннем валдае.[1]

Литература

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В. и др. Стратиграфия и геологические события среднего и верхнего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 15–24.

Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. и др. Датирование Th/U изохронным методом и палеоботаническое изучение среднеплейстоценового разреза Родионово на северо-востоке Европейской части России // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 13.

Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Новые данные по геохронологии и палеоклиматических событиях каргинского времени в Сургутском и Нижнем Приобье // Проблемы корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 11.

Ауслендер В.Г., Плешивцева Э.С., Горшкова С.С. Озерные бассейны среднего валдая на территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 99–111.

Болиховская К.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Болиховская К.С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. М: Городец, 2004. С. 561–585.

Борисов Б.А. К вопросу совершенствования общей стратиграфической шкалы четвертичной системы по данным палеоклиматологии и палеонтологии // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология. Материалы LIII сессии Всероссийского палеонтологического общества. СПб., 2007. С. 24–27.

Былинский К.Н. Детализированная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Русской платформы // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 142–148.

Величко А.А. О возрасте морен днепровского и донского языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М: Наука, 1980. С. 7–19.

Величко А.А., Губонина З.П., Морозова Т.Д. О возрасте перигляциальных лёссов и ископаемых почв по материалам изучения озерно-болотных отложений у с. Мезин // Докл. АН СССР, 1964. Т. 150, № 3. С. 619–622.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 2. С. 84–102.

Вознячук Л.Н., Санько А.Ф. Опорный разрез плейстоцена в урочище Смоленский Брод // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.: Росгеолфонд, 1981. С. 50–54.

Волкова В.С. Палеогеография каргинского межледниковья (межстадиала) в Западной Сибири // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2001, № 64. С. 89–93.

Волкова В.С., Хазина И.В., Бабушкин А.Е. Стратиграфия плейстоцена Западной Сибири и палеоклиматическая шкала // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода («Квартер-2005»). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 77–78.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геогр. наук. Институт географии НАН Украины, Киев, 2004. 41с.

[1] Вероятно, этой же причиной объясняется распространение на востоке Европейской России донского ледника по крайней мере до той же широты, что и на западе, в то время как границы большинства других оледенений на востоке сильно отклоняются к северу.

Дополнение к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 112 с.

Евзеров В.Я. Валдайское оледенение в Кольском регионе // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 71–75.

Евзеров В.Я. Позднеплейстоценовые морские трансгрессии в Кольском регионе // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 109.

Зеликсон Э.М. Смена лесных ценогенетических комплексов на протяжении плейстоценового климатического ритма (на примере Центра Русской равнины) // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 45–67.

Зубаков В.А. Современное состояние климатостратиграфии: о привязке климатем Европы к астрохронометрической шкале // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 66, 2005. С. 42–64.

Зубаков В.А. О вкладе климатостратиграфии и исторической геоэкологии в прочтение геологической летописи и в прогностику будущего // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 227–338.

Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В. Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 41–84.

Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1996. 213 с.

Корсакова О.П., Молодъков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова // Докл. АН СССР, т. 398, № 2, 2004. С. 218–222.

Котляков В.М. Глобальные изменения за четыре климатических цикла по. гляциологическим данным // Материалы гляциологических исследований, вып. 89, 2000, С. 106–111.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А. и др. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка по данным изучения мелких млекопитающих // Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 3. С. 677–680.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В. Календарно-событийная стратиграфия позднего неоплейстоцена. // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 143–145.

Лийвранд Э. К методике палинологических исследований отложений межледниковых и ледниковых эпох на примере разреза Коневич в Смоленской области // Известия Академии наук Эстонской ССР. Геология. 1985, т. 34, № 1. С.1 8–21.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М.: Наука, 1967. 238 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 28. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 24 с.

Рычагов Г.И., Антонов СИ., Шалаева Е.М., Судакова Н.Г. Новые данные о среднеплейстоценовых отложениях юго-западного Подмосковья // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 122–130.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с+11 прил.

Санько А.Ф., Величкевич Ф.Ю., Якубовская Т.В. и др. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений Беларуси // Стратиграфия и палеогеография геологических формаций Беларуси. Минск, Институт геологич. наук НАН, 2003. С. 261–270.

Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 52, 1983. С. 42–57.

Спиридонова Е.А., Арсланов Х.А., Малаховский Д.Б. и др. Разрез плейстоценовых отложений у пос. Селижарово (Верхняя Волга) // Палинология плейстоцена. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. С. 32–45.

Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

Судакова Н.Г., Введенская А.И, Восковская Л.Т. и др. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография России. М: ГЕОС, 1997. С. 171–180.

Шик С.М. Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины // Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 1998. С. 94.

Шик С.М. Некоторые проблемы глобальной и региональной стратиграфии четвертичной системы (квартера) // Проблемы региональной геологии: музейный аспект. М.: Акрополь, 2004а. С. 189–191.

Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 20046, т. 79, вып. 5. С. 82–92.

Шик С.М. Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода («Квартер 2005»). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 459–460.

Шик С.М., Борисов Б.А., Зарина Е.П. Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоце-

на Европейской России // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2004, № 65. С. 102–114.

Шик С.М., Зарина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Центра и Северо-Запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 85–121.

Якубовская Т.В., Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б. и др. Стратиграфическая схема и проблемы корреляции отложений квартера Беларуси // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 147–150.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. et al. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy // Geochronology Time Scales and Global stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication № 54, 1995. P. 129–263.

Chappell Y., Omura A., Esat T. et al. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isototope records // Earth and Planetary Sci. Lett. V.141, 1996. P. 227–236.

CitaM.B., Castradori D. Rapporto sul workshop «Marine sections from the Gulf of Taranto usable as potential stratotipes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene» // Boll. Soc. Geol. Ital., 114 (1995). P. 319–339.

Henriksen M., Mangerud J.,Matiouchkov et al. Intriguing climatic shifts in a 90 kyr long lake record from the Timan Ridge in northern Russia // Проблемы корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Спб.: ВСЕГЕИ, 2006. С.40.

Under L., Marciniak B. The occurense of for interglacials younger then the Sanian2 (Elster2) Glaciation in the Pleistocene of Europe // Acta Geologica Polonica.Vol.48 (1998), № 3. P. 247–263.

Turner Ch. Volcanic maars, long Quaternary sequences and the worke of the INQUA subcomission on European Quaternary stratigraphy // Quaternary International. Vol.47/48, 1998. P. 41–49.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ ГОРИЗОНТОВ. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ

Н.Г. Судакова

Достижение надежности пространственной корреляции разновозрастных морен – непростая, но очень важная и насущная задача для стратиграфических и палеогеографических (ПГ) реконструкций. Проблема разработки и внедрения в практику научно обоснованной методики проведения межрегиональной литологической корреляции (МЛК) достаточно назрела. Её актуальность обусловлена известными трудностями сопоставления моренных горизонтов на основе биостратиграфических построений, что приводит подчас к неоднозначности и дискуссионности межрегиональных стратиграфических и корреляционных схем. В этой связи представляется своевременным включение в повестку дня международного совещания в Санкт-Петербурге «Correlation of Pleistocene events in the Russian North» [Проблемы корреляции.., 2006] одной из приоритетных его тем – надежность методов дальней корреляции плейстоценовых отложений.

Оптимальное решение межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов дает сопряженный ПГ анализ с использованием лито- и биостратиграфических методов под контролем палеомагнитных и геохронологических, что, к сожалению, далеко не всегда удается осуществить на практике в полной мере. При сравнительном анализе ледникового комплекса в качестве базового широко используется наиболее универсальный литолого-минералогический метод, имеющий свои преимущества. Так, в отличие от биостратиграфических показателей информативные литологические характеристики позволяют сопоставлять непосредственно сами ледниковые горизонты одновременно на большой площади, обеспечивая повсеместность и непрерывность прослеживания геологических тел («цепной принцип» по Г.И. Горецкому), что минимизирует искажение результатов, возникающее за счет неоднозначной интерпретации условий залегания слоев.

Ощутимые успехи в диагностике разновозрастных морен с помощью минералого-петрографического метода достигнуты в различных регионах от Прибалтики до Урала [Рухина, 1973; Астапова, 1978; Раукас, 1978; Гайгалас, 1979; Серебрянный и др., 1989; Судакова, 1990; Андреичева и др., 1997 и др.]. Однако эти наработки рискованно автоматически переносить на пространственную корреляцию ледниковых горизонтов, представляющую более сложную комплексную задачу. Действительно, при попытке использования литологических показателей в целях площадного сопоставления нередко случаются сбои, вызванные как недооценкой различных закономерностей пространственной изменчивости спектров, так и некорректным применением самого метода.

Вопрос о возможностях и значимости литолого-минералогического метода для межрегиональной корреляции морен до настоящего времени остается открытым. Высказываются различные точки зрения. С одной стороны осознание всей сложности ледникового феномена вызывает вполне понятное недоверие к достоверности сопоставлений морен на литологической основе, несмотря на признанные результаты по расчленению ледникового комплекса. В других случаях корреляция ледниковых горизонтов из удаленных разрезов порой неоправданно легко принимается на веру без должной оценки методических приемов по учету закономерных отклонений параметров. Однако этим крайним противоположным мнениям следует противопоставить третье альтернативное и всесторонне взвешенное суждение, а именно: МЛК правомерна, но при условии жесткой регламентации методических установок и правил, специально разработанных в соответствии с закономерностями ледникового литогенеза.

Предпринятые методические изыскания показывают, что МЛК на самом деле имеет свои обоснованные возможности реализации, но, вместе с тем, и объективные ограничения. В данной связи важно найти конструктивный подход к решению этой актуальной проблемы – разработать адекватную сложности задачи рациональную стратегию и тактику исследования на базе системного анализа, опирающегося на всесто-

роннее знание закономерностей ледникового литогенеза. В том числе необходимо оценить реальные перспективы и ограничения сопоставимости морен на литолого-минералогической основе, определить соответствующие критерии и принципы, а затем установить и узаконить корректирующие правила их применения. Только соблюдение всех этих канонов может стать гарантией надежности результатов.

Исходным аналитическим материалом для обобщения и выработки методологической концепции МЛК послужили выполненные автором массовые минералогические анализы морен из представительных комплексно изученных разрезов древнеледниковой области Русской равнины, систематизированные по единой методике. В орбиту сопоставлений вовлечены только статистически надежные репрезентативные данные во избежание побочных ошибок.

Приоритетная задача настоящей работы – разработка усовершенствованной программы МЛК, в которой приведены в соответствие теория, методика и практика МЛК. В этой связи важное теоретическое и методическое значение приобретает палеогеографическая (ПГ) концепция ледникового литогенеза [Судакова, 1990], согласно которой ледниковый комплекс рассматривается как развивающаяся в пространстве и во времени целостная литосистема со свойственными ей ПГ закономерностями.

Поистине всеобъемлющая ледниковая проблема по меткому выражению К.К. Маркова [1965] из частной переросла в общую палеогеографическую, поскольку великие плейстоценовые оледенения оказали большое влияние на последующее развитие всей ландшафтно-географической обстановки. Для воссоздания ПГ условий немаловажная роль справедливо отводится расшифровке закономерностей ледникового литогенеза, включая формирование вещественного состава морен. Его изучение дает ключ к пониманию источников поступления и путей транзита ледникового материала, а значит и центров оледенения, а также основание для реконструкции потоковой структуры разновозрастных покровов. Эти выявленные особенности могут служить веской аргументацией при решении спорных стратиграфических и корреляционных вопросов. Литолого-минералогический метод вносит немалую лепту не только в диагностику разновозрастных ледниковых напластований, но и в их пространственное прослеживание, позволяя провести независимое расследование дискуссионных положений региональной стратиграфии.

Опираясь на ранее полученные результаты комплексного изучения опорных разрезов Русской равнины, выделим наиболее значимые для МЛК закономерности литолого-минералогического состава морен: а) субширотные посекторные изменения ассоциаций характерных минералов удаленных и транзитных питающих провинций, обусловленные неоднородным геологическим строением области ледникового сноса в связи с особенностями потоковой структуры ледникового покрова; б)субмеридиональное (радиально-зональное) снижение эрратических компонентов из центров оледенения в дистальном направлении вдоль движения потоков по мере удаления от источников поступления; в)местная специфика состава морен в связи с ассимиляцией материала подстилающих пород.

Наряду с пространственной изменчивостью минералогические ассоциации морен испытывают направленные преобразования во времени, обусловленные последовательным ослаблением влияния экранированных подстилающих пород. Возрастные изменения выражаются в нарастании вверх по стратиграфической колонке степени экзотичности (увеличении доли дальнеприносных компонентов за счет сокращения местных) и, как следствие, общей полимиктовости состава. К примеру, содержание роговой обманки – руководящего минерала Фенноскандии – в позднеплейстоценовых моренах возрастает почти вдвое по сравнению со спектрами из нижнеплейстоценовых горизонтов.

Оценка сбалансированного влияния на состав морен ведущих факторов ледникового литогенеза осуществляется с помощью литолого-палеогеографического районирования древнеледниковой области по типу ледникового питания, которое впервые предложено в качестве конструктивного методического решения проблемы МЛК. В основу этого принципиально нового подхода положен анализ взаимодействия ледника и ложа – взаимосвязи потоковой структуры ледникового покрова и строения питающих провинций трех классов – удаленных, транзитных и местных. Карта литорайонов программирует ожидаемые тенденции пространственной изменчивости состава ледниковых отложений, что необходимо учитывать при сопоставлении разрезов.

Благодаря межведомственному сотрудничеству и усилиям большого коллектива авторов в 90-х годах удалось осуществить задуманный проект – создать по единой специально разработанной методике прогнозную карту литорайонов практически на всю древнеледниковую область Русской равнины – от Белоруссии до Урала и от Северных морей до Донского языка [см. Андреичева и др., 1997]. Система выделенных по комплексу

признаков литорайонов служит научным обоснованием правомерности межрегиональной литологической корреляции морен и создает условия для прогнозирования рациональной стратегии исследования.

Целостное представление о специфике состава морен и его пространственно-временных закономерностях формирования дает оригинальная понятийная модель формирования гляциолитосистемы (рис. 1), построенная по типу матрицы по схеме: обстановка литогенеза – особенности ледникового процесса – источники вещественного состава – его пространственные и возрастные закономерности – типизация гляциолитов. Структурная модель раскрывает причинно-следственные зависимости между системообразующими факторами и свойствами состава (рис. 1 – по вертикали) и, одновременно, структурные взаимосвязи между компонентами (по горизонтали). Особенности ледникового процесса сопоставлены с обстановками и состоянием литогенеза: динамико-генетической, (блок I), провинциально-геологической (блок II) и условиями их становления и изменения во времени (блок III).

В каждом блоке прослежены характерные особенности ледниковой дифференциации и интеграции вещества при взаимодействии ледника и ложа. Обозначены источники поступления и происхождение новообразованных и унаследованных от предшествующих этапов осадкообразования компонентов. Отмечены потенциальные закономерности пространственного разнообразия показателей состава и его развития во времени, которые служат основанием для типизации гляциолитов. Вводимые при этом понятия связаны с происхождением признаков. Так, на генетическом уровне (см. блок 1) в процессе функционирования литосистемы в результате специфической ледниковой сортировки вырабатывается особый состав, характерные структура и текстура отложений, свойственные фациальным разновидностям морен. Иными словами формируется определённый ледниковый литогенотип. Наибольшей информативностью обладает состав основной морены [Рухина, 1973; Лаврушин, 1976; Шанцер, Лаврушин, 1978; Основные морены..., 1978 и др.]. Комбинация заимствованных и унаследованных у питающих провинций особенностей спектра (блок II) создает характерный литотип. Возрастные особенности минералого-петрографического состава морен нашли отражение в литостратотипах (блок III).

Центральным звеном в единой цепи гляциолитологических взаимосвязей выступает блок II, воплощающий созидательный процесс взаимодействия ледника и ложа. Последнее отличается мозаичным строением питающих провинций, которые осваиваются ледниковыми потоками на обширной площади ледосбора.

Предварительно уточним содержание важного понятия – комплексная питающая провинция (КПП). Это системное образование иерархической структуры включает в свою орбиту осваиваемые ледником и соподчиненные друг другу провинции трех классов – удаленные, транзитные и местные. В ракурсе рассматриваемой проблемы литологической корреляции КПП имеют основополагающее значение и могут быть уподоблены многоступенчатой пирамиде, охватывающей разноранговые уровни. В её вершине – универсальные удаленные питающие провинции (ПП) самой широкой сферы влияния на состав морен, вплоть до края ледникового покрова. Находящиеся рангом ниже транзитные ПП регионального уровня контролируют ареалы рассеивания ледникового материала в дистальном направлении от объектов изучения. Поле воздействии местных ПП ограничено их геологической границей районного масштаба. Однако их воздействие на состав может быть весьма значительным. В этом смысле примером крайнего варианта могут служить так называемые локальные по составу морены. В совокупности влияние удалённых, транзитных и местных ПП образуют единую сбалансированную систему.

Выделяемые в результате проведенного литолого-палеогеографического районирования литорайоны [Судакова, 1990; Андреичева и др., 1997; Оледенения.., 2001] воплощают сбалансированное влияние на вещественный состав морен триединства удаленных, транзитных и местных ПП. В соответствии с генетическим механизмом ледникового литогенеза происходит интеграция унаследованных компонентов состава, ассимилированных по пути следования потоков из подстилающих пород, что и обуславливает проявление пространственных трендов изменчивости состава в одновозрастных основных моренах и формирование его регионального специфического литотипа. Возникает необходимость распознавания и учета долевого участия компонентов из конкретных удаленных, транзитных и местных ПП, пересекаемых трассой корреляционного профиля.

Наряду с пространственным разнообразием состава морен при корреляции следует принимать во внимание возрастные тенденции трансформации минералого-петрографических ассоциаций (блок III). Изменения количественных пропорций компонентов в разновозрастных моренах обусловлены, как правило, плановой пере-

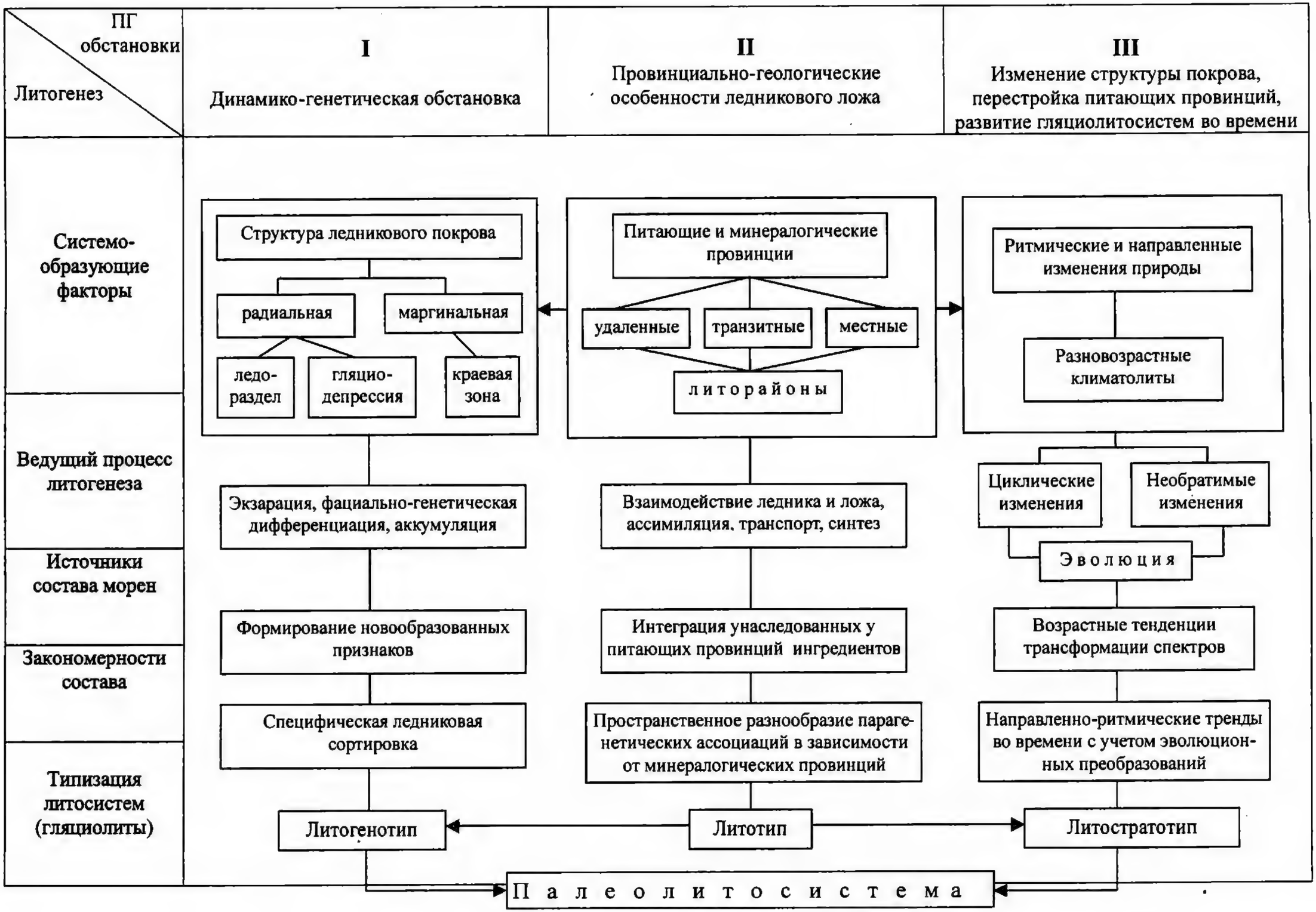


Рис. 1. Модель формирования гляциолитосистемы в связи с палеогеографической обстановкой ледникового литогенеза.

дислокацией радиальной структуры ледниковых потоков во времени и ответной перестройкой ПП. Установленные возрастные циклические и направленные преобразования состава морен [Судакова, 2005 а,б] в соответствии с общей парадигмой развития природного комплекса в плейстоцене [Марков, 1960; Константин Константинович.., 2005] здесь символизирует литостратотип. При этом климатический фактор, предопределяющий периодичность самого существования покровных оледенений, обеспечивает относительную сохранность и консервацию свойств ассимилированного ледником исходного материала. Ледниковая ритмика наглядно демонстрирует направленно-ритмический характер развития природных систем.

Таким образом, обозначенные гляциолитоподразделения – литогенотип, литотип и литостратотип – создают единую палеолитосистему, которая представляет собой целостное многовекторное образование, гетерогенное по составу слагающего морены вещества со сложной, но упорядоченной структурой причинно-следственных взаимосвязей. Генетически и динамически обусловленная неоднородность литогенотипов, разнообразие пространственных признаков литотипов в сочетании с возрастной трансформацией литостратотипов с учетом их эволюционных преобразований – подлежат непременной расшифровке и анализу для внесения уточнений и поправок в корреляционные построения. Из анализа модели следует, что МЛК представляет комплексную многоплановую ПП задачу, требующую системного подхода и рационализации методики при её разрешении. Неслучайно поэтому методическому аспекту уделяется здесь особое внимание.

На основе теоретических предпосылок ледникового литогенеза предпринята попытка систематизировать процедуру осуществления МЛК и наметить принципиальную схему её реализации (см. рис. 2). Программа усовершенствования литологических сопоставлений направлена прежде всего на выделение и учет закономерностей пространственной изменчивости состава морен, обусловленных влиянием комплексной питающей провинции через структуру и динамику ледникового покрова. Выявленные в древнеледниковой области Русской равнины и подтвержденные на многочисленных примерах важнейшие закономерности пространственной изменчивости вещественного состава морен: секторность представителей удаленной и транзитной питающих провинций, радиальная зональность экзотических компонентов удаленного сноса и геологическая провинциальность местного материала – должны вносить существенные коррективы в корреляционные построения.

В соответствии с установленными закономерностями формирования вещественного состава морен [Судакова, 1990; 2005а, б] разработаны методические рекомендации – принципы и правила МЛК применительно к субмеридиональным (по ходу движения ледниковых потоков) и субширотным (в крест их простирания) сопоставлениям состава маркирующих моренных горизонтов. Для каждого из этих типовых вариантов в зависимости от ориентации корреляционного профиля предусмотрен определенный регламент методических операций (см. рис. 2)

Сформулированы общие принципы и соответствующие рекомендации литолого-минералогической корреляции: а) оценка сбалансированного влияния удаленных, транзитных и местных ПП; б) сопряженный анализ ассоциаций терригенных, аутигенных и глинистых минералов; в) учет закономерностей пространственной и возрастной изменчивости параметров. Руководящим принципом правомерности пространственной сопоставимости служит принцип триединства ПП. Он реализуется при проведении целевого литолого-палеогеографического районирования древнеледниковой области по типу ледникового питания.

Выбранные примеры (см. идеальную схему на рис. 2) наглядно демонстрируют отличительные особенности двух контрастных типов МЛК – I–I и II–II на фоне различных ПП с элементами радиальной структуры ледникового покрова. Для обоих типов (субширотного и субмеридионального) представлены свои алгоритмы методического решения, закодированные в соответствующих формулах интеграции вещественной квоты удаленных, транзитных и местных ПП. Предложенная корреляционная формула отображает совокупное воздействие конкретных ПП, непосредственно влияющих на формирование состава морен вдоль корреляционных профилей. По формуле можно определить суммарный баланс, слагаемый из долевого участия ингредиентов каждой ПП, задействованной в кругообороте ледникового вещества ПП. Иными словами в экспериментальной формуле заложена последовательность процедур выявления причинной зависимости изменчивости (или стабильности) спектров по заданному профилю с целью оценки необходимых поправок в корреляционные построения.

При проведении дальней корреляции морен во избежание ошибок необходимо выполнять определенные правила. Так, субмеридиональные литологические сопоставления вдоль движения ледникового потока в пределах одного ледниково-

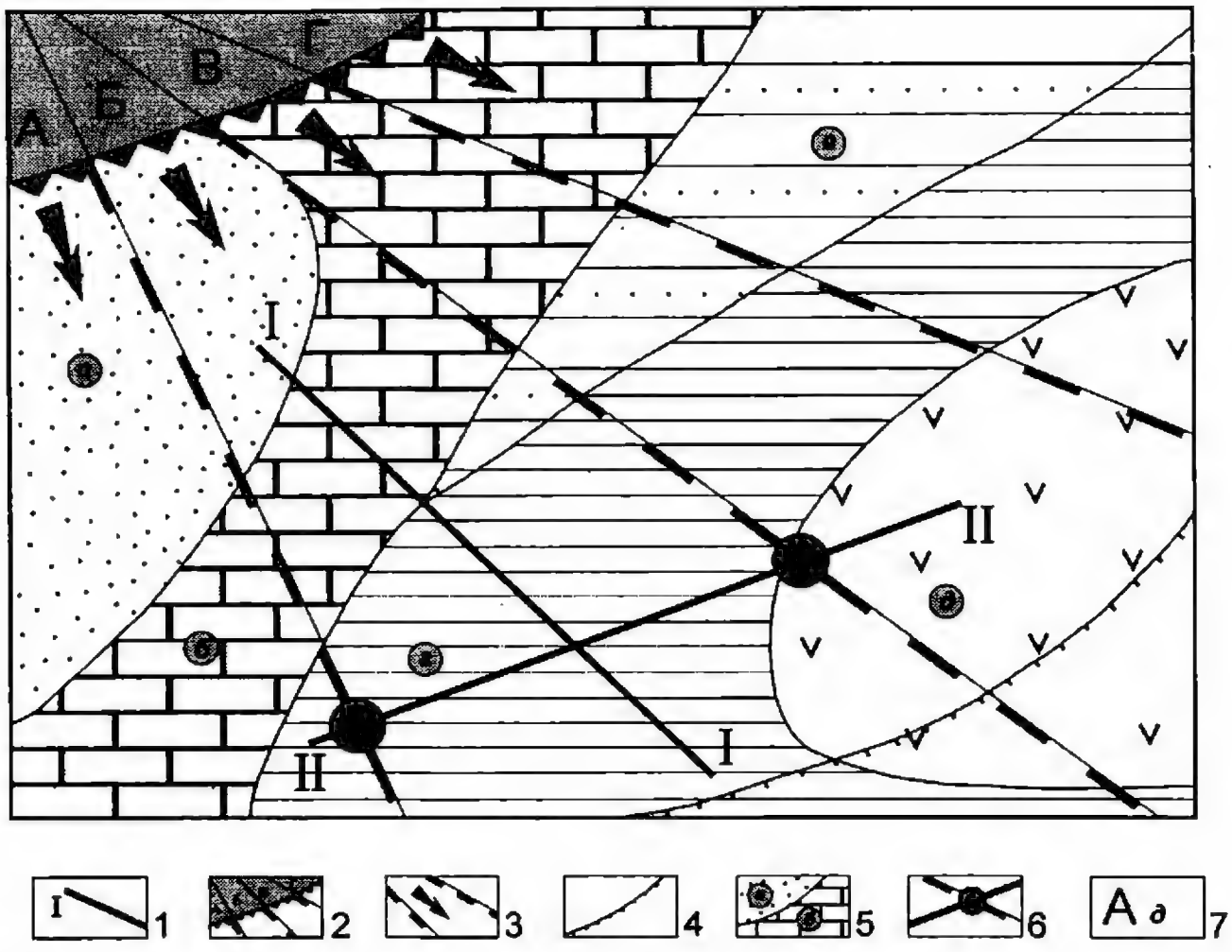


Рис. 2. Принципиальная схема реализации субмеридиональной (I–I) и субширотной (II–II) межрегиональной литологической корреляции (МЛК) морен в связи с питающими провинциями и структурой ледникового покрова
1 – линии корреляционных профилей; 2 – секторное строение удаленных питающих провинций; 3 – элементы радиальной структуры покрова – ледоразделы и потоки; 4 – граница оледенения; 5 – транзитные и местные питающие провинции; 6 – литологические барьеры при пересечении корреляционной трассы с границами секторов; 7 – формулы (Ф) интеграции компонентов удаленных (заглавные буквы), транзитных и местных (прописные буквы) питающих провинций по профилям I-I и II-II: Ф I-I= Б+(а+б+г); Ф II-II=А+(а+б+г)+Б+(а+б+г)+В+(б+в+г+д).

го сектора проводятся с оценкой влияния единой удаленной ПП в купе с транзитными и местными ПП. Особое внимание обращается на проявление тенденции радиальной зональности экзотических неустойчивых компонентов спектра – их сокращения в дистальном направлении. При проложении транссекты следует исходить из особенностей структуры ледникового покрова определенного возраста, придерживаясь единого ледникового потока. Противопоказано пересекать зоны главных ледоразделов, служащих барьерами между потоками ледниковых наносов из смежных секторов с иными удаленными ПП.

Литолого-минералогическая корреляция морен в субширотном направлении в крест радиуса движения потоков представляет более сложную задачу, поскольку профиль заведомо попадает в многосекторную область ледникового питания, когда расширяется сфера влияния дополнительных удаленных и транзитных ПП. Следовательно, в данном случае морены вдоль корреляционного профиля наследуют состав обширной площади ледосбора, и корреляция должна проводиться с учетом посекторной закономерной изменчивости вещественного состава, установленной многолетними исследованиями на Русской равнине [Судакова, 1990, 2005; Андреичева и др., 1997; Проблемы..., 2001]. Последовательность методических процедур выражена здесь более сложной интегральной формулой (см. рис. 2) по сравнению с первым рассмотренным вариантом, а это требует внесения соответствующих дополнительных поправок.

Рациональность предложенной методической программы нашла подтверждение при проведении МЛК ледниковых горизонтов вдоль субширотного профиля от Верхней Оки до Ярославского Поволжья (рис. 3), проходящего через известные опорные и стратотипические разрезы, детально изученные сопряженным ПГ методом, включая полный комплекс литолого-минералогических и петрографических анализов. В основу расчленения плейстоценовой толщи положен климатостратиграфический принцип под контролем геохронологии с параллельным использованием геологических, геоморфологических и ПГ критериев. [Разрезы.., 1977; Судакова, 1990; Проблемы.., 2001; Николаев и др., 2003; Антонов и др., 2004; Рычагов и др., 2005 и др.]. В этом смысле выбранный профиль может рассматриваться как эталонный для объективной оценки контроля результативности литологических сопоставлений.

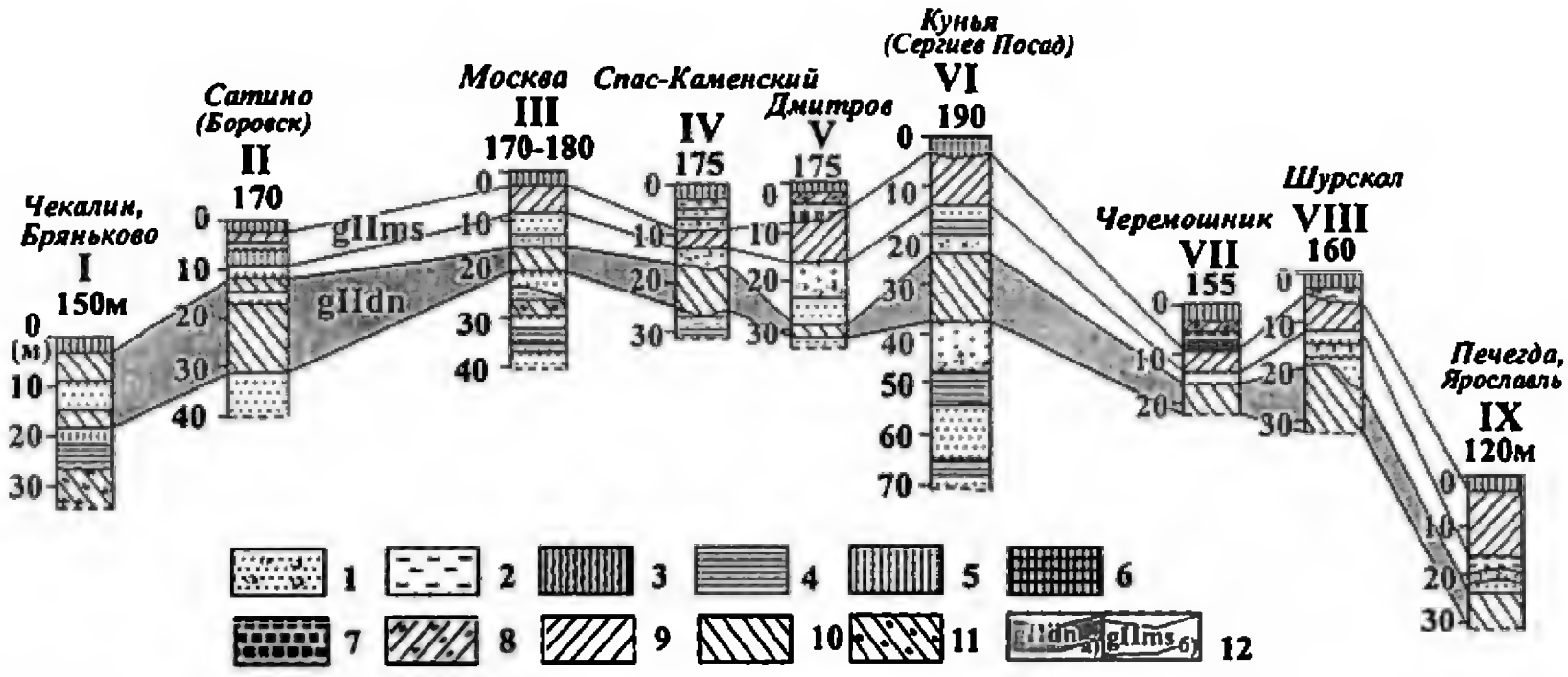


Рис. 3. Сопоставление ледниковых горизонтов по профилю Верхняя Ока – Ярославское Поволжье
1 – песок с галькой; 2 – суглинок; 3 – суглинок лёссовидный; 4 – глина; 5 – алеврит; 6 – гиттия; 7 – торф; моренный суглинок: 8 – калининский, 9 – московский, 10 – днепровский, 11 – окский; 12 – корреляция ледниковых горизонтов: а) днепровского, б) московского.

В соответствии с установленными диагностическими особенностями состава разновозрастных генераций в широтном направлении прослежены маркирующие горизонты окской, днепровской, московской и калининской морен, идентификация которых является одним из самых дискуссионных вопросов плейстоценовой истории [Шик, 1993; Оледенения.., 2001; Рычагов и др., 2005]. По нашим данным уверенно выделяется и коррелируется окский горизонт от Верхней Оки до Мокши. Наиболее детально изучен и сопоставлен среднеплейстоценовый ледниковый комплекс – днепровский и московский горизонты (см. рис. 3), для которых аргументированно подтверждена принадлежность к самостоятельным оледенениям [Рычагов и др., 2005] Действительно, как было показано ранее, разновозрастные морены четко различаются по комплексу диагностических признаков. Так, например, выявились контрастные характеристики состава днепровской (8-я ИКС[1]) и московской (6-я ИКС) морен, обусловленные перестройкой потоковой структуры покровов и сменой господствующего направления движения льда с юго-западного на юго-восточный, что предопределило освоение разных удаленных и транзитных питающих провинций в каждую из эпох. Такие резкие изменения в режиме ледниковых покровов свидетельствуют об их разновозрастности. Это подтверждается биостратиграфическими и геохронологическими данными по опорным разрезам Центрального региона России.

Днепровская и московская морены по основным показателям состава хорошо коррелируются с печорской и вычегодской моренами Северо-Востока [Андреичева и др., 1977; Проблемы корреляции.., 2006]. При этом принимается во внимание закономерная тенденция пространственных изменений их параметров. С запада на восток снижается доля руководящих минералов Скандинавского происхождения (роговой обманки, граната и др.), что компенсируется увеличением в том же направлении содержания эпидота, пироксенов и других компонентов Североуральской области сноса.

Оценка достоверности МЛК среднеплейстоценовых морен особенно актуальна в свете известной дискуссионности новых проектов стратиграфических схем для Центральных районов Русской равнины. Наглядный пример неадекватной интерпретации корреляционной позиции ледниковых горизонтов представляет парадоксальная ситуация, когда одна и та же морена по данным геологической съемки в северной половине Центрального региона рассматривается как нижнеплейстоценовая (в нашей интерпретации– днепровская-8 ИКС), а на периферии среднеплейстоценовых покровов,в частности в Чекалинском разрезе, отнесена без должных оснований к московскому (позднесреднеплейстоценовому) горизонту. Такой трактовке противоречат в совокупности литостратиграфические, биостратиграфические и геохронологические данные (см. рис. 3). В связи с различными вариантами дальней корреляции ледниковых горизонтов решительное возражение вызывает некорректная подмена в региональных схемах нового поколе-

[1] ИКС – изотопно-кислородная стадия

ния днепровского (печорского) горизонта (8-ая ИКС) гипотетическим корреляционным его «аналогом» – калужскими озерными отложениями, соответствующими всего лишь кратковременному заведомо доднепровскому похолоданию [Разрезы.., 1977] и зафиксированному только в Чекалинском разрезе.

Можно надеяться, что проведенная литологическая корреляция днепровского и московского маркирующих горизонтов морен, согласующаяся с климатостратиграфическим построениями [Николаев и др., 2003; Рычагов и др., 2005], поможет внести ясность в расчленение среднеплейстоценового ледникового комплекса и послужит основанием для уточнения стратиграфической схемы центральных районов Русской равнины.

Итак, региональная апробация предложенной методики дальней корреляции на примере эталонного профиля Чекалин – Ярославское Поволжье подтверждает правомерность межрегиональных сопоставлений разновозрастных ледниковых горизонтов на литологическй основе. Рассмотрение дискуссионных и актуальных вопросов МЛК морен с позиций системного подхода убеждает в целесообразности внедрения в практику исследований древнеледниковой области усовершенствованной программы корреляционных построений.

Определяющее значение в этой связи приобретает предложенная литологическая концепция. Её преимущества демонстрирует оригинальная структурная модель гляциолитосистемы. Научной базой для оценки возможностей и ограничений МЛК ледниковых горизонтов служит целевое литолого-палеогеографическое районирование древнеледниковой области по типу ледникового питания, учитывающее установленные закономерности радиальной зональности, секторной и провинциальной изменчивости спектров.

В соответствии с теоретическими предпосылками ледникового литогенеза проведена рационализация методики. Наряду с ритмостратиграфическим принципом предложено новое конструктивное решение проблемы МЛК на основе прогнозного литолого-палеогеографического районирования. В целях реализации выдвинутого руководящего принципа литологической сопоставимости морен – триединства ПП – введены правила субмеридиональной и субширотной литологической корреляции моренных горизонтов, осуществляемые с помощью предлагаемой композиционной формулы интеграции характеристик состава. Она выражает региональные его особенности через соотношение различных по происхождению компонентов минералогического спектра и одновременно служит критерием представительности состава в зависимости от конкретной палеогеографической и геологической обстановки.

На примере результативных комплексных ПГ исследований древнеледниковой области Русской равнины есть основания полагать, что проведение МЛК морен правомерно и может быть эффективным при условии выполнения обоснованных методических рекомендаций. Целенаправленная оптимизация методического решения проблемы дальней корреляции морен позволяет избежать возможных искажений и ошибок при региональной интерпретации их состава и признать достаточно надежным литолого-минералогический метод сопоставления, который дополняет и уточняет климато-стратиграфические построения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 07-05-01072а.

Литература

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург, 1997, 83 с.

Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднеплейстоценовых оледенений Центра Русской равнины // Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода, № 65, М.: ГЕОС, 2004. С. 5–16.

Астапова С.Д. Особенности вещественного состава морен Белоруссии // Вещественный состав основных морен. М., 1978. С. 109–117.

Константин Константинович Марков. Воспоминания, очерки, научные статьи. Москва-Смоленск: Изд.-во Маджента, 2005, 295 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М: Наука, 1976, 237 с.

Марков К.К. Палеогеография. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1960, 268 с.

Марков К.К. От частной ледниковой теории к общей палеогеографической теории. // Балтика, т. 2, – Вильнюс, 1965. С. 233–243.

Николаев С.Д., Писарева В.В., Судакова Н.Г. Ледниковая ритмики плейстоцена.// Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003. Т.11, №1, с. 96–110.

Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М., ГЕОС, 2001, 160 с.

Основные морены материковых оледенений. Отв.ред. Е.В.Шанцер, Ю.А.Лаврушин. М, 1978. 242 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Отв.ред. Ю.А. Лаврушин, И.А. Чистякова. М.: ГЕОС, 2001. 159 с.

Проблемы корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. СПб, 2006. 125 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины / Под ред. Акад. Маркова К.К. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.

Раукас А.В. Об использовании некоторых литологических показателей для корреляции разновозрастных моренных горизонтов на примере Южной Эстонии. // Вещественный состав основных морен. М., 1978. С. 39–49.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. – М., Недра, 1973, 176 с.

Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г. Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего плейстоцена Центра Восточно-Европейской равнины. // Материалы IV Всеросс. совещания по изуч. четверт. периода. Сыктывкар, 2005. С. 375–377.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. и др. Морены– источник гляциологической информации. – М.: Наука, 1989, 236 с.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1990, 160 с.

Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика плейстоцена на Русской равнине. Проблемы и пути решения. В кн: Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. – М., 2005а. С. 150–158.

Судакова Н.Г. Проблемы литологии плейстоцена. Закономерности формирования состава новейших отложений. // Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода, № 66. М.: ГЕОС, 2005б. С. 75–89.

Шанцер Е.В., Лаврушин Ю.А. Главнейшие закономерности строения и формирования основных морен материковых оледенений. // Основные морены материковых оледенений. М, 1978. С. 27–42.

Шик С.М. Климатическая ритмика в плейстоцене Восточно-Европейской платформы. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, № 4. С. 105–109.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ШКАЛ ПО МЛЕКОПИТАЮЩИМ ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Э.А. Вангенгейм, А.С. Тесаков

Введение

Широкое развитие континентальных отложений кайнозоя на всех континентах вызвала необходимость создания для них самостоятельных стратиграфических шкал с последующей увязкой их с морскими шкалами. Наиболее перспективной группой органического мира для палеонтологического обоснования стратиграфии континентальных отложений явились млекопитающие благодаря большой скорости эволюции, широкому географического распространения и большой скорости расселения. Попытки создать биохронологические шкалы по млекопитющим начали предприниматься с середины 19 века [см. библиографию Kretzoi, 1985]. Актуальность создания таких шкал к середине двадцатого столетия стала настолько велика, что практически одновременно биохронологические шкалы по млекопитающим стали разрабатываться в разных странах независимо друг от друга.

Северная Америка и Западная Европа

Ниже приведены наиболее распространенные биохронологические схемы Северной Америки и Европы.

В 1941 г. в США была принята континентальная шкала, независимая от литостратиграфии, в которой для позднего миоцена и плиоцена выделялись «Mammal ages» – века млекопитающих – *кларендоний, хэмпхиллий* и *бланко* [Wood et al., 1941]. «Mammal age» понимался как основная биохронологическая единица, используемая для определения времени и последовательности событий в эволюции млекопитающих. По времени существования века млекопитающих соизмеримы с веком геохронологической шкалы. Эти подразделения основывались на локальных фаунах. Под последними понимались ассоциации видов ископаемых позвоночных, имеющие ограниченное распространение во времени из ряда близко расположенных местонахождений на географически ограниченной территории [Woodburne, 2004]. В 1951 году для четвертичного периода были приняты «Mammal ages» *ирвингтон* и *ранчолабреа* [Savage, 1951]. Эта биохронологическая шкала используется до настоящего времени (рис. 1).

Позднее, в 70–80-х годах двадцатого века, бланко и ирвингтон были разделены на более мелкие подразделения [Woodburne, 2004]. Одна из ранних схем плиоцена и квартера была разработана для территории Великих Равнин на основании крупных изменений в фауне млекопитающих [Schultz et al., 1977; Lundelius et al., 1987]. Бланко рачленен на две части (Rexrodian и Senecan), ирвингтон – на три (Sappan, Cudahyan, Sheridanian) [Bell et al., 2004]. Другие схемы подразделения «Mammal ages» основывались на эволюционных изменениях и истории расселения арвиколидных грызунов. Л. Мартин для бланко и ирвингтона выделил шесть «зон» по появлению и исчезновению форм в основном по фаунам Великих равнин. Ч. Репеннинг выделил пять подразделений в бланко (бланко I–V) и три в ирвингтоне (ирвингтон I–III) на основании иммиграционных событий через Берингийский мост. [Repenning et al, 1990; Bell et al., 2004] (рис. 1).

Большая протяженность североамериканского континента по долготе и мощные меридиональные горные барьеры обусловила существенные зоогеографические отличия в фаунах млекопитающих различных регионов. Такая ситуация затрудняет выработку фаунистических критериев для подразделения Mammal ages. Границы подразделений в различных регионах диахронны и определяются по разным таксонам. Начало бланко датируется в интервале 5,2–4,6 млн лет. Начало ирвингтона на Аляске датируется в 1,7 млн лет, на юге – восточнее Скалистых гор – в 1,9 млн лет, а западнее Скалистых гор – в 1,4 млн. лет. Конец ирвингтона определяется в разных районах от 210 до 160 тыс. лет. Учитывая такую диахронность предлагается разрабатывать независимую биохронологию в высоких и низких широтах. В настоящее время принято бланко, ирвингтон и ранчолабреа выделять южнее 55° северной широты [Bell et al., 2004]. Для этой территории

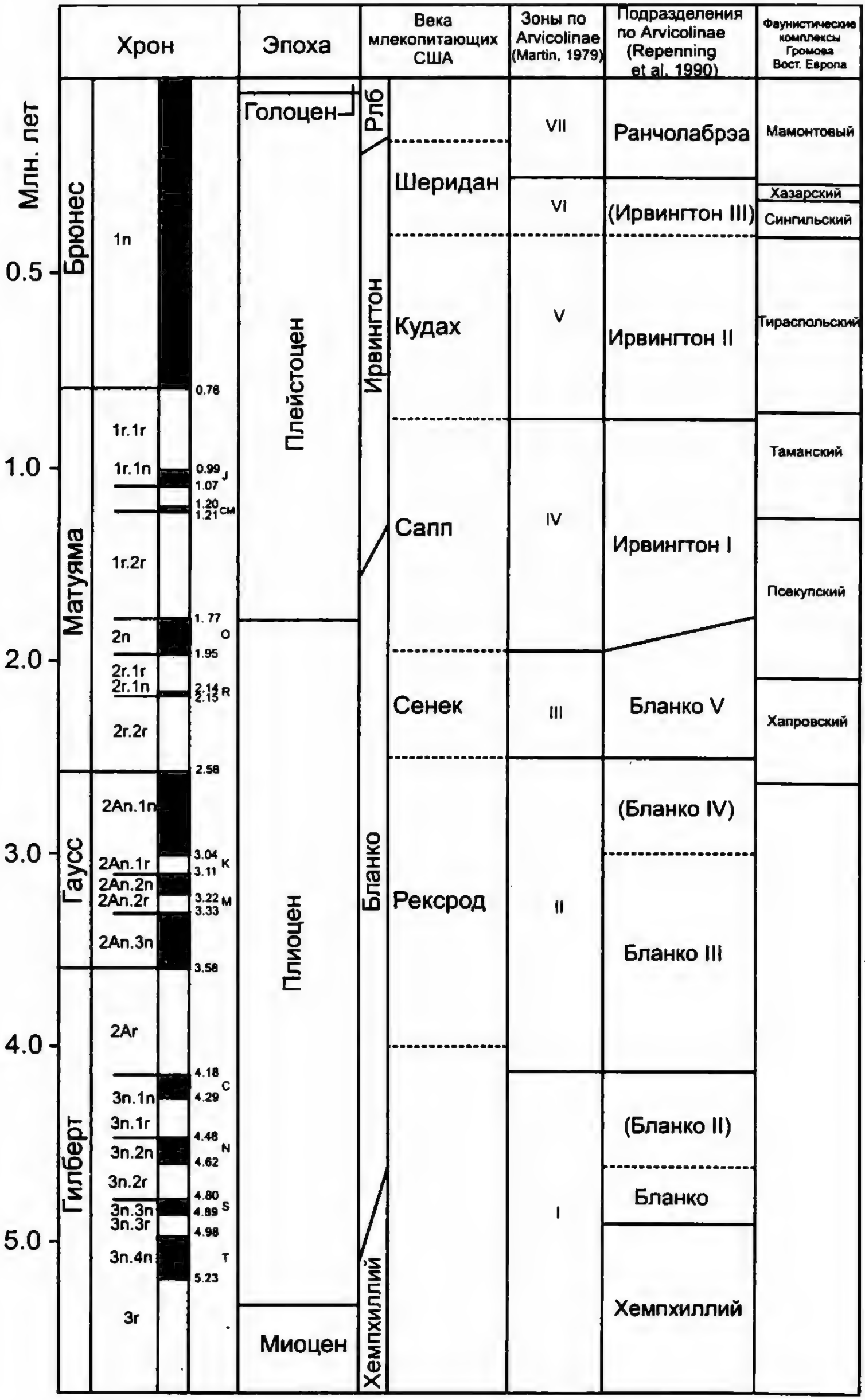


Рис. 1. Биохронологическая схема по млекопитающим плиоцена и квартера Севрной Америки [Bell et al., 2004] и фаунистические комплексы В.И. Громова

бланко характеризуется появлением родов «Mimomys» (в понимания Ч. Репеннинга), Ogmodontomys и Ophiomys, ирвингтон – родом Mammuthus, ранчолабреа – появлением рода Bison.

В 1941 г. венгерский палеонтолог Миклош Кретцой [Kretzoi, 1941] для второй половины плиоцена и первой половины квартера для Паннонского бассейна выделил *вилланий* и *бихарий*, а позднее для оставшейся части квартера *перибалтиум* (=торингий в схемах Фейфара – [Fejfar et al., 1998]) и голоцен. Эти подразделения он рассматривал как «фаунистические волны», характеризующиеся появлением новых мигрантов, вымиранием форм предшествовавших «волн» [Kretzoi, 1961]. «Волны» подразделялись на фазы, определявшиеся стадиями эволюции отдельных групп млекопитающих, перестройкой экологических группировок. Вилланий и бихарий разделены на две фазы каждый. К 70-ым годам двадцатого века уже была создана шкала по млекопитающим для интервала времени от сармата до голоцена [Kretzoi, 1985]. По данным О. Фейфара и др. [Fejfar et al., 1998], вилланий /виллафранк имеет возраст 3,6 – около 1,9 млн лет, верхняя граница бихария – около 0,4 млн лет.

В Италии со среднего плиоцена до голоцена включительно по крупным млекопитающим выделены *виллафранк, галерий* и *аурелий* [Azzaroli, 1977; Azzaroli et al., 1986; Azzaroli et al., 1988; Gliozzi et al., 1997; Palombo, Sardella, 2007]. В каждом подразделении выделены «комплексные зоны» (assemblage zones в понимании Azzaroli et al., 1986) или фаунистические «единицы» (Faunal Units), основанные на биологических событиях (первое появление, исчезновение отдельных таксонов, эволюционные изменения в различных филетических линиях). В виллафранке выделены восемь таких «комплексных зон» (в том числе зона Сен Валье, выделенная во Франции и не известная в Италии), в галерии – три, в аурелии – пока одна. Нижняя граница виллафранка имеет возраст около 3,3–3,2 млн лет [Sardella et al., 1998] или около 3,6 млн лет [Fejfar et al., 1998], нижняя граница галерия – около 1 млн лет, аурелий начинается около 0,4 млн. лет [Sardella et al., 1998].

Новый этап в биостратиграфии по млекопитающим начался с середины с 70-х годов, когда П. Мэн [Mein, 1975] предложил зональную шкалу для континентальных отложений неогена Средиземноморья. Под зонами понимались наименьшие биохронологические единицы. Зоны были обозначены номерами по примеру форминиферовых и наннопланктонных шкал. В плиоцене выделены зоны 14–17 с индексом MN (млекопитающие неогена). MN – зоны определялись по характерной ассоциации форм, появлению (эволюционному или миграционному) и исчезновению родов. Последовательность локальных фаун внутри зон устанавливалась по эволюционным стадиям в отдельных линиях животных. Хотя шкала Мэна строилась для Средиземноморья, она стала применяться практически для всей Северной Евразии, часто без критической оценки фаунистических критериев границ зон.

Фаунистические комплексы В.И. Громова для Восточной Европы

Основы палеонтологического обоснования стратиграфии четвертичного периода по млекопитающим были заложены В.И. Громовым уже в начале 30-х годов двадцатого века, хотя отдельные коллекции ископаемых млекопитающих из крупных местонахождений описывались раньше в работах М.В. Павловой, В.И. Громовой, И.М. Губкиным, А.А. Борисяка и др. Впервые стройная картина истории плиоценовых и четвертичных млекопитающих, в основном, европейской части СССР была опубликована В.И. Громовым в 1939 г. Он выделил шесть фаунистических комплексов: хапровский, псекупский, таманский, тираспольский, хазарский и верхнепалеолитический [Громов, 1939, 1948]. Под фаунистическим комплексом понималось сообщество видов животных, характерных для «определенных более или менее значительных стратиграфических единиц квартера и для определенных территорий. Использование остатков млекопитающих для стратиграфических целей возможно лишь при наличии трех следующих основных условий: 1. Полной доказанности самостоятельности фаунистических комплексов, т.е. доказанности одновременного и совместного существования определенной группы различных видов животных. 2. Установленности относительной последовательности во времени выделенных фаунистических комплексов на одной определенной территории. 3. Установленности геологического возраста каждого комплекса» [Громов, 1939, с. 200].

Далее Громов отмечал, что «... в наметившейся последовательной смене одного фаунистического комплекса другим вырисовывается руководящее значение представителей семейства Elephantidae» [Громов, 1939, с. 206; Громов, 1948]. Позднее он более четко сформулировал положение, что каждый комплекс соответствует зоне распространения форм слонов мамонтовой линии, что определило критерии границ и стратиграфический объем комплексов и показало их преемственность. [Громов, 1961; Громов и др.,

1965]. Уже в ранних публикациях были намечены стратотипы выделенных комплексов. Для плиоцена и эоплейстоцена осуществлена привязка фаунистических комплексов к магнитохронологической шкале.

Хапровский комплекс был выделен при палеонтолого-стратиграфических работах в 1932–1937 г.г. по северному берегу Азовского моря между Ростовым и Таганрогом. Стратотип – станция Хапры, толща песков с галькой на границе с коренными породами (известняки сармата и мэотиса), руководящий вид – Archidiskodon gromovi[1] Garutt et Alexeeva (= Elephas cf. planifrons по ранним работам Громова). Нижняя граница хапровского комплекса по палеомагнитным данным проводится в самых верхах хрона Гаусс [Вангенгейм и др., 2005].

Примерными стратиграфическими аналогами хапровского комплекса являются часть среднего виллафранка Италии, часть позднего виллания Венгрии, поздний бланко Северной Америки.

Псекупский комплекс был выделен В.И. Громовым в 1932 г. по реке Псекупс в районе станицы Бакинской в разрезе 20-метровой террасы, руководящий вид – Archidiskodon meridionalis meridionalis (Nesti) (=Elephas meridionalis типичная форма). Нижняя граница комплекса по палеомагнитным данным – несколько древнее основания хрона Олдувей [Вангенгейм и др., 1990]. Приблизительные стратиграфические аналоги псекупского комплекса – верхний виллафранк Италии (без самых верхних горизонтов) нижний бихарий Венгрии, ранний ирвингтон (ранняя часть ирвингтона I схемы Репеннинга) Северной Америки.

Из-за недостаточной изученности псекупский комплекс в стратиграфических схемах был заменен одесским комплексом, выделенным по мелким млекопитающим А.И. Шевченко [1965] со стратотипическим местонахождением у с. Крыжановка в окрестностях Одессы на Куяльницком лимане. Позднее по новым местонахождениям с типичным Archidiskodon meridionalis псекупский комплекс был восстановлен в первоначальном понимании В.И. Громова [Стратиграфия..., 1982; Вангенгейм и др., 1990].

Таманский комплекс выделен в связи с работами по подготовке XVII Международного геологического конгресса на северном берегу Таманского п-ва в «слоях с Elasmotherium». Стратотип – Синяя балка, руководящий вид Archidiskodon meridionalis tamanensis Dubrovo (= Elephas meridionalis поздняя форма). В магнитохронологической шкале комплекс может быть сопоставлен с частью хрона Матуяма – от верхов субхрона C1r2r до верхней части субхрона C1r1r [Вангенгейм и др., 1991]. Аналогами таманского комплекса может считаться переходная фауна между поздним виллафранком и галерием Италии [Azzaroli, 1983], ранний бихарий Венгрии, поздняя часть ирвингтона I Северной Америки.

Тираспольский комплекс впервые описан М.В. Павловой в 1925 г. под названием фауны тираспольского гравия. Стратотип – г. Тирасполь, руководящий вид – Archidiskodon trogontherii (Pohlig) (= Elephas wüsti M. Pavlova). Нижняя граница комплекса по находкам Archidiskodon trogontherii помещается в самых верхах хрона Матуяма, в петропавловском горизонте стратиграфической схемы Центральных районов Русской равнины [Постановления, 2002]. Тираспольский комплекс существовал до лихвинского межледниковья (см. ниже – сингильский комплекс), хотя руководящая форма комплекса – трогонтериевый слон изредка отмечается вплоть до конца лихвинского межледниковья [Алексеева, 1977]. Примерные аналоги тираспольского коплекса – ирвингтон II Северной Америки, галерий Италии, поздний бихарий Центральной Европы, кромер Нидерландов.

В 1960-х годах в шкалу В.И. Громова [1961, Громов и др., 1965; Gromov et al., 1977] в пределах зоны Archidiskonod trogontherii вошел в *сингильский* фаунистический комплекс с Palaeoloxodon antiquus (Falconer et Cautley), первоначально понимавшийся как локальная фауна и соответствующий лихвинскому межледниковью. Сингильская фауна была выделена В.И. Громовой в 1932 г. в Нижнем Поволжье в отложениях косожской и сингильской свит между бакинскими и нижнехазарскими осадками [Громов, 1948]. В Западной Европе во время гольшейнского межледниковья была широко распространена так называемая антиквусовая фауна с Palaeoloxodon antiquus – аналог сингильской фауны Восточной Европы.

Хазарский комплекс впервые описан В.И. Громовой в1932 г. под названием волжской фауны в низовьях Волги в отложениях нижнего хазара [Громов, 1948; Москвитин, 1962]. Стратотип – Черный яр, Никольское, руководящий вид – Mammuthus chosaricus Dubrovo (= Elephas trogontherii primigenius). Время существования этой формы – первое средненеоплейстоценовое ледниковье [Москвитин, 1962; Алексеева, 1990].

По представления А.А. Свиточа и Т.А. Яниной [1997], «черноярский горизонт» (между нижним и верхним хазаром) в местонахождении Черный яр с Mammuthus chosaricus датируется второй половиной среднего неоплейстоцена и непосредствен-

[1] Приводится современная номенклатура Elephantidae, принятая в «Стратиграфии СССР» (1982).

но предшествует микулинскому межледниковью. Такая датировка противоречит находкам остатков настоящего мамонта, известным в отложениях второго средненеоплейстоценового (московского) ледниковья [Алексеева, 1990].

Аналогом хазарского комплекса Восточной Европы считается фауна Штейнгейма III на Мурре (Германия) с Mammuthus primigenius fraasi Ditrich – переходной формой между Archidiskodon trogontherii (Pohlig) и Mammuthus primigenius (Blum.). Фауна Штейнгейма III относится к раннему риссу / заале и приурочена к «галечникам trogontherii – primigenius», залегающим на «галечниках antiqus» Штейнгейма II гольштейнского интергляциала. Выше «галечников trogontherii – primigenius» залегают «галечники primigenius» позднего рисса /заале с настоящим мамонтом – Штейнгейм IV [Adam, 1954; Kahlke, 1973; Koenigswald, 1995].

В Северной Америке конец хазарского комплекса примерно может коррелироваться с концом ирвингтона.

Верхнепалеолитический комплекс выделен по многочисленным стоянкам среднего и позднего палеолита европейской части СССР и Сибири. Геологический возраст нижней границы комплекса определялся в пределах «одинцовского» горизонта (межледниковье между двумя средненеоплейстоценовыми ледниковьями). В связи с пересмотром геологического возраст начала позднего палеолита было введено название «*мамонтовый*» комплекс как синоним верхнепалеолитического. Это комплекс делился на раннюю и позднюю стадии с ранней и поздней формами Mammuthus primigenius. Для фауны «одинцовского» времени Центральных районов России с ранним мамонтом И.А. Дуброво предложила выделить *перервинский* комплекс [Дуброво, 1997].

В Северной Америке мамонтовый комплекс примерно соответствует ранчолабреа.

Л.И. Алексеева [1980] в местонахождении Шкурлат, Воронежская область, описала фауну микулинского (ээмского) возраста с антиквоидным слоном наряду с ранней формой мамонта и предложила заменить раннюю стадию верхнепалеолитического (мамонтового) комплекса с ранним мамонтом на название *шкурлатовский*, включив в него фауну конца среднего неоплейстоцена, а верхнепалеолитический комплекс оставить для фауны с поздним мамонтом. Однако логичнее шкурлатовскую фауну сохранить как локальную фауну микулинского горизонта в составе ранней стадии мамонтового комплека в зоне Mammuthus primigenius раннего типа, поскольку палеолоксодонтные слоны в Восточной Европе имеют ограниченное распространение (до сих пор имеется две или три находки).

Таким образом, к 60-м годам двадцатого столетия утвердилась биохронологическая схема Громова по крупным млекопитающим, разработанная еще в 30-х годах и принимаемая до настоящего времени (рис. 1, 2). Стратиграфические границы фаунистических комплексов постоянно уточняются, но последовательность комплексов и руководящие виды слонов мамонтовой линии остаются неизменными. Схема Громова оказалась более детальной по сравнению с американскими «Mammal ages» и «волнами» Кретцоя.

Фаунистические комплексы, скоррелированные с комплексами Восточной Европы, стали выделяться и в других районах территории бывшего СССР [Стратиграфия..., 1982].

С 1960-х годов в СССР началось активное изучение ископаемых мелких млекопитающих (грызунов и зайцеобразных). Они стали использоваться как для выделения самостоятельных комплексов, так и для дробного расчленения комплексов В.И. Громова. Впервые комплексы по мелким млекопитающим выделила А.И. Шевченко [1965]: куяльницкий (верхний плиоцен), одесский (нижний эоплейстоцен), хаджибейский (верхний эоплейстоцен). Большой вклад в изучение мелких млекопитающих внесли И.М. Громов, Л.П. Александрова, В.А. Топачевский, А.К. Маркова, Л.И. Рековец, А.К. Агаджанян и др. Большие успехи были достигнуты в детализации стратиграфии по грызунам. Однако критерии границ комплексов Громова отошли на второй план и объемы фаунистических комплексов с громовскими названиями стали пониматься по-разному.

Так, украинские палеонтологи [Топачевский и др., 1997; Рековец, 1994] в состав хапровского комплекса, который по Громову соответствовал среднему виллафранку, включали нижневиллафранкские фауны, а таманский комплекс понимали в расширенном объеме, не приняв одесский комплекс Шевченко. А.К. Маркова [Markova, 2007] петропавловский горизонт Русской равнины (верхняя часть хрона Матуяма) с Archidiskodon trogontherii – руководящая форма тираспольского комплекса Громова – отнесла к таманскому комплексу. А.К. Агаджанян [Иосифова и др., 2006] и А.К. Маркова [Markova, 2007] сингильский комплекс (=лихвинское, гольштейнское межледниковье) распространили на окское (= эльстерское) ледниковье, а верхнюю границу хазарского комплекса проводят по основанию микулинского (=эемского) межледниковья. А.К. Маркова [Markova, 2007] зону M. primigenius ограничила только поздним неоплейстоценом, а хазарского слона –

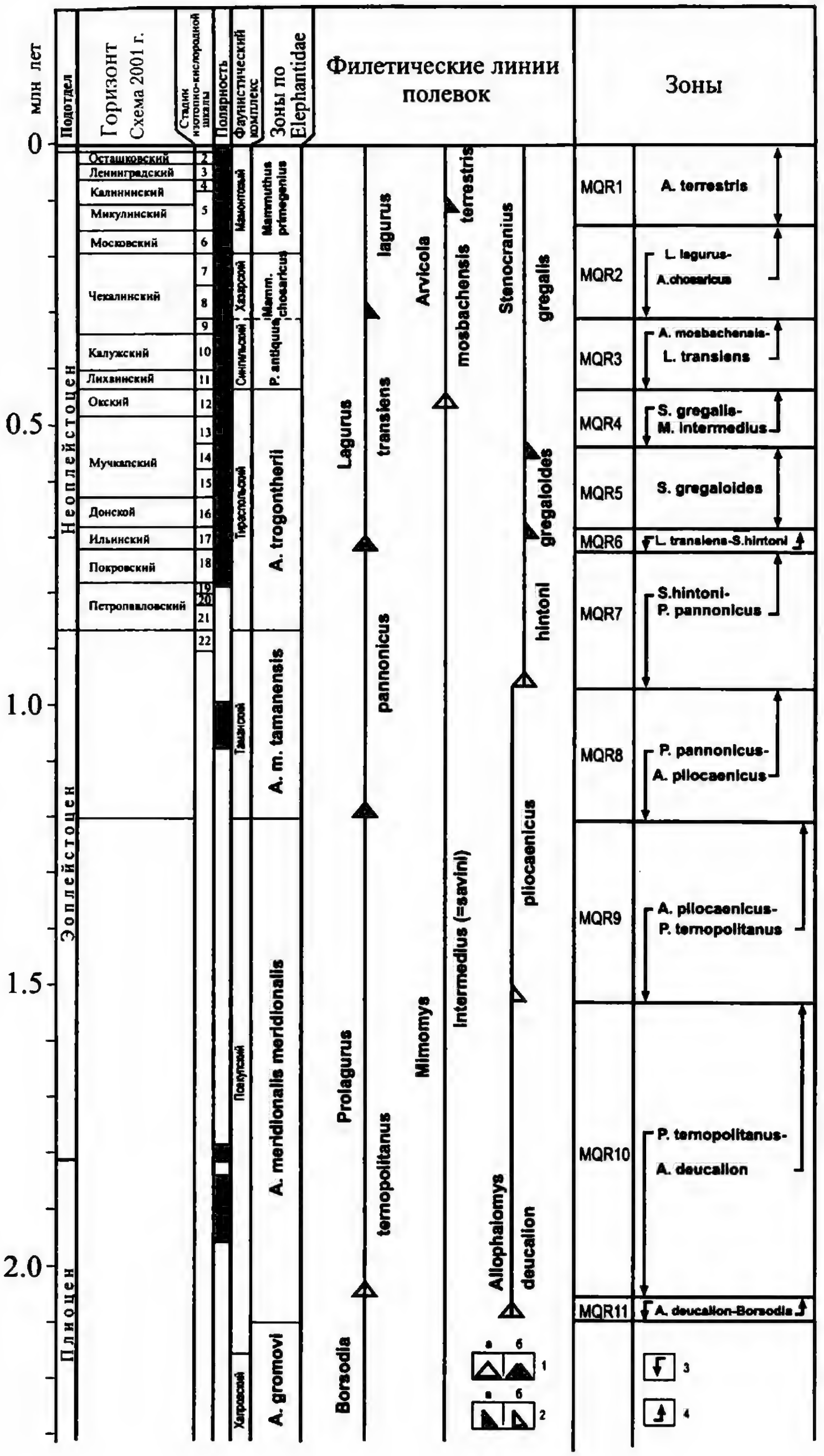


Рис. 2. Зоны по полевкам квартера Восточной Европы (Вангенгейм, Певзнер, Тесаков, 2001) с изменениями

1 – уровни появления родов полевок: а – привязанные к границам горизонтов, б – точное положение в пределах горизонта не определено; 2 – уровни появления новых видов: а – привязанные к границам горизонтов, б – точное положение в пределах горизонта не определено; 3 – появление индекс-вида; 4 – исчезновение индекс-вида. Горизонты приведены по стратиграфической шкале 2001 г. [Постановления…, 2002].

Mammuthus chosaricus распространила на весь хазарский комплекс. А.К. Агаджанян [Иосифова и др., 2006], приняв основные громовские названия комплексов, переименовал «мамонтовый» комплекс на «хвалынский». Такая «свободная» интерпретация принятых биостратиграфических подразделений приводит к путанице и не способствует уточнению стратиграфических схем и выяснению закономерностей формирования фауны четвертичных млекопитающих. Во избежание такой путаницы, очевидно, следует оставить критерии выделения комплексов В.И. Громова и их объем такими, как предлагал автор, – как биохроны слонов мамонтовой линии.

Дробное расчленение комплексов млекопитающих Восточной Европы

Первая попытка дать более дробное расчленение фаунистических комплексов предпринята И.М. Громовым [1966]. Он предложил выделять в пределах комплексов В.И. Громова «раннюю», «развитую» и «позднюю» фауны. Однако критерии выделения таких фаун не сформулированы, что привело к тому, что фауну одного и того же местонахождения разные авторы относили к различным стадиям развития комплекса.

Наиболее четко принципы дробного расчленения четвертичной фауны млекопитающих юга Украины сформулированы Л.И. Рековцом [1994]. Внутри громовских комплексов он выделял ассоциации (или фазы), под которыми понималось «внутрикомплексное объединение сообществ, фиксирующее преимущественно количественные изменения фоновых групп, а в отдельных случаях и качественные их характеристики на уровне преимущественно подвидов, реже видов». Однако, как указывал сам автор, «имея узко региональную приуроченность, ассоциации отражают мозаичность протекания эволюционных процессов и сукцессий ландшафтно-климатической обстановки, характеризуют эколого-зональные особенности существования фаун. Ассоциация, определяемая по доминантам и субдоминантам, выступает как определенная (незначительная) стадия во времени, включающая фауны одного или нескольких местонахождений» [Рековец, 1994, с.302]. Для четвертичного периода Украины таких ассоциаций выделено 19.

А.К. Маркова [Маркова, 1998; Markova, 2007], выделила в пределах четвертичного периода Русской равнины 15 подразделений по мелким млекопитающим (полевкам): комплексы (assemblages) – по первому появлению родов и видов – и фазы (phases) развития фаунистических комплексов – по первому появлению подвидов или изменению соотношения морфотипов. Однако, выделенные комплексы с названиями, используемые в схеме В.И. Громова, в ряде случаев имеют другой объем (см. выше).

А.К. Агаджанян [Иосифова и др., 2006] предложил для Центра Русской равнины подкомплексы (= фазы, Агаджанян, 1992) по мелким млекопитающим, иногда более дробные, чем горизонты стратиграфической шкалы или свиты. Критериев выделения подкомплексов сформулировано не было, и отдельные подкомплексы различаются только количественным соотношением видов, или они выделены по одному местонахождению. Подкомплексы объединены в «громовские» комплексы, достаточно свободно трактуемые (таблица).

Таблица. Комплексы и подкомплексы мелких млекопитающих по А.К. Агаджаняну [Иосифова и др., 2006].

	Горизонты и надгоризонты	Подкомплексы	Комплексы
Верхний неоплейстоцен	Валдайский	Сунгирьский	Хвалынский
	Микулинский	Шкурлатовский	
Средний неоплейстоцен	Днепровский (=московский)	Павловский	Хазарский
		Черменинский	
	Горкинский		
	Вологодский		
	Чекалинский	Рассказовский	
	Калужский		
	Лихвинский	Лихвинский	Сингильский
Нижний неоплейстоцен	Окский	Михайловский	
	Икорецкий	Икорецкий	
	Мучкапский	Мучкапский	Тираспольский
	Донской	Змеевский	
	Ильинский	Моисеевский	
		Веретьевский	
		Калачский	
	Покровский	Покровский	
	Петропавловский	Петропавловский	

На приведенных примерах некоторые подразделения часто основываются на фаунах одних и тех же местонахождений, но имеют разные названия, а за одинаковыми названиями скрыто разное понимание их объема или стратиграфическое положение. Так, например, ногайская фаза схемы Л.И. Рековца соответствует нагайской и каирской фазам схемы А.К. Марковой, петропавловская фаза схемы Марковой соответствует карай-дубинской фазе Рековца, включающей фауну местонахождения Петропавловка. Л.И. Рековец выделяет морозовскую фазу и ассоциацию в сингильском фаунистическом комплексе Громова, а А.К. Маркова аналогичное название применила для фазы таманского комплекса. Такая ситуация создает определенные трудности при использовании этих схем для расчленения и корреляции четвертичных отложений Русской равнины.

Назрела необходимость унифицировать номенклатуру дробных биохронологических подразделений по фауне четвертичных млекопитающих для Восточной Европы.

Зональные подразделения

В последние два десятилетия ведутся активные работы по созданию зональных шкал по мелким млекопитающим. Наиболее концептуально выдержанная шкала для Центральной и Западной Европы разработана О. Файфаром и В.-Д. Хайнрихом [Fajfar, Heinrich, 1989; Fajfar et al., 1998]. Для плиоцена и плейстоцена выделяются суперзоны по совместному распространения родов муроидных грызунов. Суперзоны подразделяются на зоны, в основу которых положены виды эволюционной линии Promimomys – Mimomys – Arvicola. Каждая зона ограничивается временем жизни вида (биохрон) или времени совместного распространения двух видов. В рассматриваемом интервале времени выделено 11 зон: Promimomys insuferus, P. cor, Mimomys davacosi, M.hassiacus + M. gracilis, M.hassiacus + M. stehlini, M. polonicus, M. pliocaenicus, M.pussilus +M.savini, M. savini, Arvicola cantianus, A. terrestris (рис. 3). Для плиоценовой части стратиграфической шкалы дана привязка выделенных зон к магнитохронологической шкале. Для каждой зоны приведен диагноз, типовое местонахождение и список наиболее характерных видов.

Для раннего и среднего плейстоцена восточной Испании разработана зональная схема Х. Агусти [Agusti et al., 1987]. Выделены зоны распространения таксонов: Mimomys ostramosensis, Allophaiomys pliocaenicus, A. nutiensis, Pitymys gregaloides, Arvicola mosbachensis.

Для плейстоцена умеренных широт Восточной Европы разработана зональная шкала по полевкам [Вангенгейм и др., 2001]. Для построения этой шкалы были привлечены три филетические линии таксонов, наиболее часто встречаемых и широко распространенных: Borsodia – Prolagurus – Lagurus, Mimomys – Arvicola, Allophaiomys – Microtus (Stenocranius). Границы зон проводились по появлению нового вида в той или иной филетической линии. Поскольку уровни появления новых таксонов в различных линиях не совпадают, то использование нескольких филумов позволяет выделить большее количество зон распространения или совместного распространения форм, чем подразделение единой линии. Таким образом, выделены 11 зон (9 зон совместного распространения таксонов и 2 – распространения видов) в интервале от основания хрона Олдувей до голоцена. Четыре зоны разделены на подзоны (по две в каждой зоне), для которых использованы представители других филетических линий (Microtus (Microtus), Microtus (Pallasiinus), Lagurodon). В неоплейстоцене протяженность зон во времени составляет 30–75 тыс. лет. Детальность расчленения эоплейстоцена менее дробна, что, возможно, обусловлено меньшей детальностью изученности местонахождений (см. рис. 2).

Построение шкал дробного расчленения по единым филетическим линиям млекопитающих позволяет осуществлять эволюционный контроль в силу необратимости эволюционного процесса и обеспечивать надежность корреляции фаун и вмещающих отложений в пределах значительных по протяженности регионов. Чем больше филетических линий будет привлечено для построения зональных шкал, тем более дробное расчленение плиоцена и квартера в разных зоогеографических провинциях будет возможно. В настоящее время совершенно не разработано детальное (зональное) расчленение фаун млекопитающих для высоких широт Восточной Европы и всей территории Сибири.

Заключение

В настоящее время состояние биохронологических шкал по млекопитающим для территории России требует решения следующих задач:

1) выяснения палеозоогеографических особенностей фаун млекопитающих Восточной Европы и Сибири и разработки критериев для корреляции региональных подразделений по провинциям и различным ландшафтно-климатическим зонам;

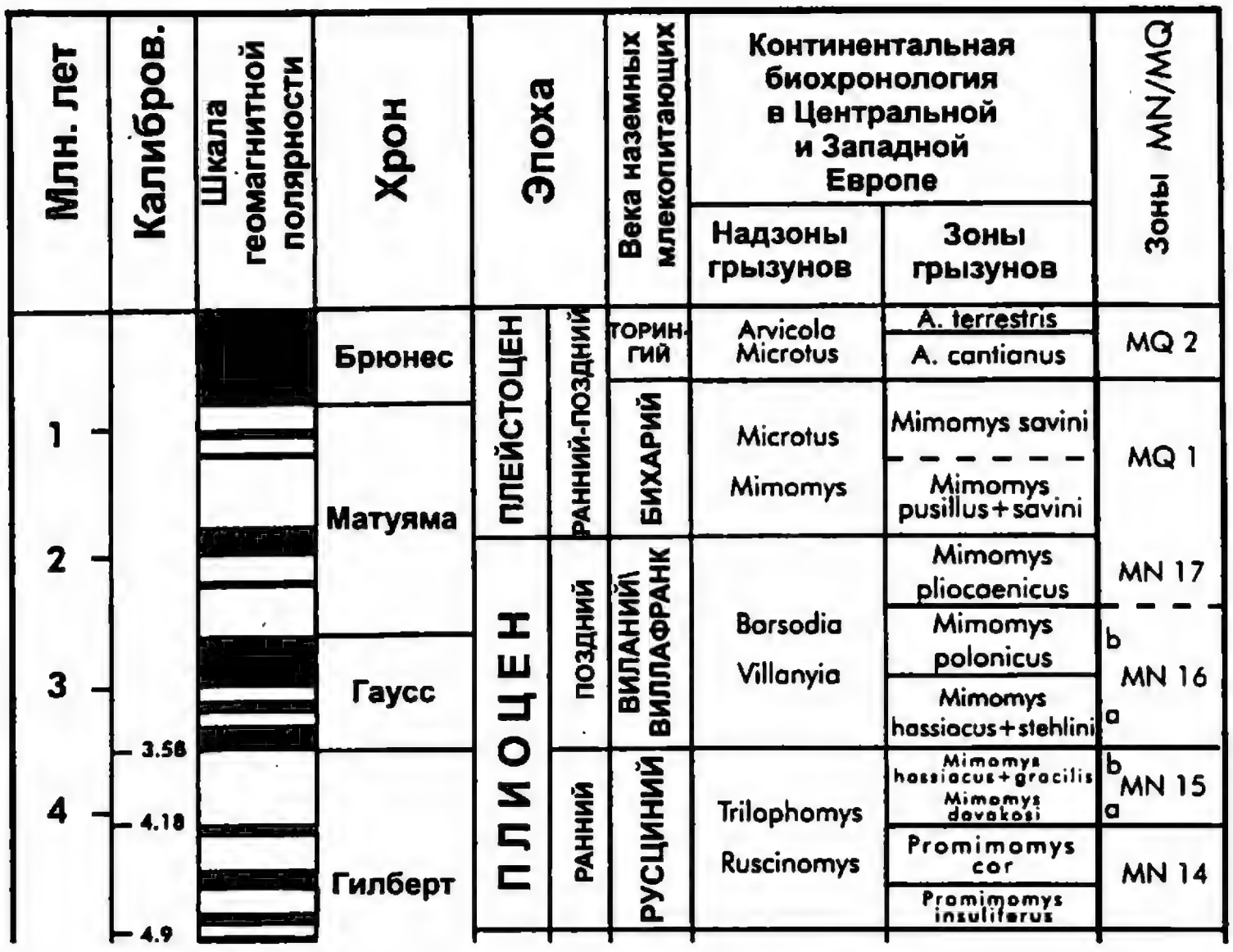


Рис. 3. Биохронологическая схема Центральной Европы [Fejfar et al., 1998]

2) разработки региональных дробных шкал по мелким млекопитающим плиоцена и квартера северных широт;

3) построения региональных *зональных* шкал по мелким млекопитающим в разных ландшафто-климатических зонах и их корреляции между собой, а также привлечения возможно большего числа филетических линий для этих шкал;

4) корреляции комплексов В.И. Громова по крупным млекопитающих с дробными подразделениями по грызунам на основе геологических данных, принимая во внимание, что границы выделяемых дробных подразделений по мелким млекопитающим совершенно не обязательно должны совпадать с границами комплексов крупных млекопитающих;

5) унификации номенклатуры дробных биохронологических подразделений по мелким млекопитающим и разработки четких формулировок о принципах их выделения.

В настоящее время накопились обширные материалы для создания единой дробной биохронологической схемы Русской равнины по мелким млекопитающим.

Работа поддержана грантом РФФИ № 06-05-64049-а.

Литература

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.

Алексеева Л.А. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы // Тр. ГИН АН СССР.1977. Вып.300. 214 с.

Алексеева Л.И. Особенности териокомплекса последнего межледниковья Русской равнины // Млекопитающие Восточной Европы в антропогене. Тр. Зоол. Ин-та АН СССР, 1980. Т.93. С. 68–74.

Алексеева Л.И. Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы // Труды ГИН СССР. 1990. Вып. 455. 109 с.

Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 60. С. 41–52.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1990. № 59. С. 81–93.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. №. 3. С. 76–88.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Возраст границ и положение в магнитохронологической шкале русциния и нижнего виллафранка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 78–95.

Дуброво И.А. Фаунистические комплексы крупных млекопитающих плейстоцена Центральной России // Четвертичная геология и палеогеография России / Ред. Алексеев М.Н., Хорева И.М. М.: ГЕОС, 1997. С. 68–76.

Громов В.И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих СССР // Академику В.А.Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. Т.II. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. С.163–223.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР// Труды ГИН СССР, сер. геол., 1948, вып. 64, № 17. 521 с.

Громов В.И. Принципы построения схемы периодизации палеолита // Труды Комиссии по изуч. четвертичного периода, 1961. Т. XVIII. С. 7–21.

Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.А. и др. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии // Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии. М.: Наука, 1965. С. 5–33.

Громов И.М. Грызуны антропогена европейской части СССР (итоги изучения ископаемых остатков). Доклад, представленный на соискание ученой степени доктора биол. наук по совокупности опубликованных работ. Л.: 1966. 51 с.

Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В. Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции / Ред. В.А. Зубаков. СПб.: Недра, 2006. С. 41–84.

Маркова А.К. Зоогеография мелких млекопитающих Русской равнины в новейшее время. Дисс. докт. геогр. наук. М.: ИГ РАН. 1998. 75 с.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 64. 263 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2002. 56 с.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1994. 370 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 268 с.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. Ред. Шанцер Е.В. М.: Недра, 1982. 440 с.

Топачевский В.А., Несин В.А., Топачевский И.В. Очерк истории микротериуфаун (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) Украины в отрезке времени средний сармат–акчагыл // Vestnik zoologii. 1997. V. 31. № 5–6. С. 3–14.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих / Ред. Никифорова К.В. М.: Наука, 1965. С. 7–69.

Adam K.D. Die Mittelpleistozänen Faunen von Steingeim an der Murr (Würtemberg) // Quaternaria. 1954. V.1. S. 1341–144.

Agusti J., Moya-Sola S., Pons-Moya J. La sucesion de Mamiferos en el Pleistoceno inferior de Europa: proposicion de una nueva escala biopstratigrafica // Paleont. i evol. Mem. esp 1.1987. P. 287–295.

Azzaroli A. The Villafranchian stage in Italy and Plio-Pleistocene boundary// Giornale di Geologia. 1977. № 41. P. 61–79.

Azzaroli A., De Giuli C., Faccareli G.,Torre D. Late Pliocene to Early Mid-Pleistocene mammals in Eurasia: faunal succession and despersal events // Palaeogeogr., Palaeoclimatol.,Palaeoecol. 1988. № 66. P. 77–100.

Bell C.J., Lundelius E.L., Barnosky A.D. et al. The Blanco, Irvington, and Rancholabrean mammal ages // Late Cretaceous and Cenozoic mammals of North America / Ed. Woodburne M.O. Columbia University Press. 2004. P. 232–314.

Fejfar O. and Heinrich W.- D.: Muroid Rodent boichronology of the Neogene and Quaternary in Europe//European Neogene Mammal Chronology /Eds Lindsay E.H., Fahlbusch V. & Mein P. N.Y and London:Plenum Press.1989. P. 91–117.

Fejfar O., Lindsay E., Heinrich W.-D. Updating the Neogene rodent biochronology in Europe // Meded. Nederl. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO, 1998, № 60. P. 533–553.

Gliozzi E., Abbazi L., Ambrosetti P. et al. Biochrology of selected Mammals,Molluscs and Ostracoda from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The state of the art// Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia.1997. №103 (3). P 369–388.

Gromov V.I., Nikiforova K.V., Kahlke H.D. Großsäugerstratigraphie im Gibiet der skandinavischen Vereisungen // Schriftenr geol. Wiss. Berlin. 1977. № 9. S. 145–160.

Kahlke H.D. Macro-faunas of continental Europe during the Middle Pleistocene: stratigraphic sequence and problems of intercorrelation // After the Australopithecines. Stratigraphy, ecology and culture change in the Middle Pleistocene / Eds Butzer K.W. and Isaac G.L. Paris: Mouton Publishers. 1975. P. 309–374.

Koenigswald W. von. Mammal traverse. Quaternary vertebrate faunas in Central Europe // Quaternary field trips in Central Europe / Ed. Schirmer W. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 1995. P. 707–746

Kretzoi M. Die Raubtiere von Gambaszog nebst einer Übersicht der Gesamtfauna (Ein Beitrag zur Stratigraphie des Altquartärs) // Ann. Mus. Nat. Hungar. 1941. № 34. S. 105–138.

Kretzoi M. Stratigraphie und Chronologie // Prace Inst, Geol. Warszawa: Wydawniciwa Geol., 1961. T 34. S. 313–332.

Kretzoi M. Sketh of the biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe // Problems of the Neogene and Quaternary / Eds Kretzoi M., Pecsi M. Budapest: Akademiai Kiado, 1985. P. 3–20.

Lundelius E.L.Jr. Churcher C.S., Downs T. et al. The North American Quaternary sequence // Cenozoic mammals of North America: biochronology and biostratigraphy / Ed. M.O.Woodburne. Berkely: Univers. of California Press. 1987. P. 211–235.

Markova A.K. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International. 2007. № 160. P. 100–111.

Martin L.D. The biostratigraphy of arvicoline rodents in North America // Transact Nebraska Acad sci. 1979. № 7. P. 101–100.

Mein P. Résultats du Groupe de Travail des Vertebrés. Report on Activity of the R.C.M.N.S. Working groups (1971–1975). Bratislava, 1975. P. 78–81.

Palombo M.R., Sardella R. Blochronology and biochron boundaries: a real dilemma or a false problem? An exsample based on the Pleistocene large mammalian faunas from Italy// Quaternary International. 2007. № 160. P. 30–42.

Repenning C., Fajfar O., Heinrich W.-D. Arvicolid rodent biochronology of the Northern Hemisphere// Int. Symp. Evol. Phyl. Biostr. Arvicolids. Praha: Pfeil-Verlag. 1990. P. 385–418.

Sardella R., Caloi L., Di Stefano G. et al. Mammal faunal turnover in Italy from the Middle Pleistocene to Holocene // Meded. Nederl. Inst. Toegep. Geowetensch. TNO. 1998. № 60. P. 499–511.

Savage D.E. Late Cenozoic vertebrates of the San Francisco Bay Region// University of California Publication. Bull. Departm. Geol. Sci. 1951. № 28. P. 215–314.

Schultz C.B., Martin L.D., Tanner L.G., Corner R.C. Provincial land mammal ages for the North American Quaternary // Abstracts X INQUA Congress. Birmingham. 1977. P. 408.

Wood H.E., Chaney R.W., Clark J. et al. Nomenclature and correlation of the North American continental Tertiary // Bull. Geol. Soc. Amer. 1941. № 52. P. 1–48.

Woodburn M.O. (Ed.). Late Cretaceous and Cenozoic mammals of North America. N.Y.: Columbia University Press. 2004. 391 p.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОЩНОСТИ АЛЛЮВИЯ ГОРНЫХ РЕК

Н.В. Макарова, А.А. Чистяков, Б.Е. Акинин

Введение

Аллювий – один из самых распространенных генетических типов континентальных отложений. Он характерен не только для четвертичной формации, но и для разновозрастных древних толщ, включая протерозой. С ним связаны многие полезные ископаемые (россыпи драгоценных камней и металлов, строительные материалы, уголь, торф и др., а также вода). Он имеет важное стратиграфическое значение, т.к. отражает в своем составе глобальные периодические изменения климата, приводящие к оледенениям, межледниковьям и колебаниям уровня морей и океанов – главных базисов эрозии рек. С этим связано формирование речных террас. Аллювий является связующим звеном между ледниковыми и морскими отложениями и вместе с ними образует возрастные цепочки или ряды. Он и слагаемые им формы рельефа – русло, пойма и террасы – чутко реагируют на малейшие изменения тектонической обстановки. Поэтому изучение аллювия является одним из методов изучения новейшей и современной тектоники в равнинных и горных областях.

В аллювий объединяются отложения русловых водных потоков за исключением внутриледниковых и приледниковых отложений талых ледниковых вод и накоплений приустьевых выносов эрозионных долин. Т. е. аллювий включает отложения водных потоков, текущих по дну созданных ими самими эрозионных долин и по поверхности также ими создаваемых аллювиальных аккумулятивных равнин. К аллювию относятся не только отложения постоянно текущих рек и ручьев, но и временно пересыхающих водотоков [Шанцер, 1966]. В данной статье характеризуется аллювий постоянных крупных рек.

Строение аллювия достаточно сложное. Формирование фаций и мощности аллювия зависит от многих факторов. С одной стороны, он образуется в результате русловых процессов, которые представляют совокупность явлений, возникающих при взаимодействии руслового потока и пород, слагающих дно и берега реки. Это эрозия, перенос материала и его аккумуляция. С другой стороны, русловая деятельность зависит от климата, определяющего не только само существование рек, но и изменение расхода воды и ее энергию по сезонам. Последняя усиливается или ослабляется тектоническими движениями, охватывающими как весь водосборный бассейн той или иной реки, так и проявляющимися на локальных участках. От климатического и тектонического факторов зависит также генезис и количество поступающего в реку материала. Но самая важная роль этих факторов заключается в том, что их закономерное циклическое или ритмическое проявление на больших площадях определяет ход разновозрастных эрозионно-аккумулятивных циклов, в процессе которых формируются долина реки, ее пойма, цикловые и локальные террасы и слагающий их аллювий.

У равнинных рек мощность аллювия и его фациальная дифференциация почти полностью определяются гидродинамикой водного потока, а геологическое строение речного бассейна и геоморфология не имеют существенного значения. Аллювий равнинных рек отчетливо дифференцирован на русловую, пойменную и старичную фации, развитые на протяжении всей долины. Максимальные мощности современного и древнего равнинного аллювия редко превышают 25–30 м. Они увеличены в перигляциальных областях за счет размыва ледниковых отложений.

Горный аллювий представлен преимущественно русловой фацией, тогда как пойменная фация выражена не так четко, как в равнинном аллювии, часто развита фрагментарно, а старичная фация встречается главным образом во впадинах. На формирование горного аллювия, помимо определяющих гидрологических факторов, большое влияние оказывают геолого-геоморфологические условия, поступление громадного количества обломочного материала, вызывающие появление новых фаций и резкое аномальное увеличение мощностей. Большое значение имеют дифференцированные тектонические движения, меняющие строение и мощность аллювия на близлежащих локальных участках. Климатические условия, определяющие общие закономерности строения аллювия цикловых террас, быст-

ро меняются на протяжении не только крупных долин, длиной во многие сотни километров, но и менее значительных, длина которых от истоков, находящихся в высокогорных ледниковых областях, до устьевых участков в пределах жарких аридных областей составляет десятки и первые сотни километров. Примерами могут служить многие реки Средней Азии (Чу, Нарын, Вахш, Пяндж и др. и их многочисленные притоки), Кавказа (Кубань, Терек и др.) и др. Все это отражается на строении и мощности горного аллювия на различных участках долин.

1. Строение аллювия горных рек. Динамические фазы аллювия и их мощность

Аллювий горных рек в настоящее время невозможно изучать без фациально-динамического анализа, который предполагает не только характеристику его фаций, но и фаз или состояний, в которых он находится на разных участках речной долины. Впервые наиболее определенно о динамическом состоянии современного равнинного аллювия в долинах рек написал В.В. Ламакин [1947; 1948)]. Он выделил участки, на которых река врезается, аккумулирует или находится в равновесии (не врезая и не аккумулируя, а только перемывая материал). Соответственно русловой аллювий этих участков находится в фазах врезания (инстративной), аккумуляции (констративной) и динамического равновесия (перстративной). Дальнейшее развитие вопроса о динамических фазах аллювия или стадиях речных долин получило в трудах Е.В. Шанцера [1951, 1966], А.Б. Бассаликаса [1957] и И.П. Карташова [1958; 1972]. И.П. Карташов распространил их на современный аллювий среднегорных рек Северо-Востока России. Между стадиями врезания и динамического равновесия он выделил переходную с его точки зрения субстадию – расширения долины или «речной абразии» (термин Ф.П. Саваренского), назвав ее субстративной. Он детально показал, что русловой и пойменный аллювий динамических фаз или стадий долин (а также субстадий) отличается специфическими литологическими особенностями, мощностью, формами залегания в пределах долины или эрозионного вреза и приуроченными к ним различными типами россыпей золота и других тяжелых минералов. И.П. Карташов так же, как и В.В. Ламакин, характеризовал фазы преимущественно современного аллювия, которые на протяжении любой долины реки, горной или равнинной, от истоков до устья неоднократно сменяют друг друга. И в развитии речных долин во времени эти стадии, по его мнению, также могут неоднократно сменяться в разной последовательности, в зависимости от каких-либо изменений физико-географической обстановки. Однако авторы данной статьи [Макаров и др., 1979; Макарова, 2000] на основании изучения разновозрастных свит аллювия в долинах многих горных рек Средней Азии показали, что фазы аллювия закономерно и последовательно сменяют друг друга по вертикали в ходе эрозионно-аккумулятивных циклов, в процессе которых формируются четвертичные цикловые террасы. Т.е. каждый эрозионно-аккумулятивный цикл состоит из стадий врезания, расширения долины, аккумуляции и динамического равновесия, в течение которых формируется аллювий соответствующей фазы. При этом аллювий каждой фазы формируется при определенной форме или строении русла и приурочен к определенной части общего циклового вреза. Такая последовательность фаз аллювия или стадий эрозионно-аккумулятивного цикла обусловлена ритмическими или циклическими изменениями климата, проявляющимися не только регионально, но и глобально [Равский, 1972; Гричук, 1978; Гричук, Постоленко, 1982]. На отдельных участках речных долин локальные тектонические движения или климатические условия нарушают ход эрозионно-аккумулятивного цикла, например, на поднимающихся, где постоянно идет эрозия и цикловые террасы не образуются. Многочисленные литературные данные, а также личные наблюдения говорят о том, что такое строение аллювия разновозрастных цикловых террас характерно не только для горных рек Средней Азии, но и многих горных стран – Кавказа, Алтая, Саян и др., а также и для равнинных рек.

Влияние климата на формирование равнинного и горного аллювия доказано многочисленными региональными исследованиями [Четвертичная система..., 1984]. Установлено, что нижние части аллювия формируются в теплые (межледниковые) эпохи, а верхние – в холодные (ледниковые), что соответствует климатическому ритму (тепло-холодно). Это подтверждается палеонтологическими и палинологическими данными (теплолюбивые формы фауны и флоры, содержащиеся в нижней части аллювия и холодолюбивые – в верхней), а также литологическим (механический состав, состав заполнителя, степень цементации и др.) и минералогическим (состав глинистых минералов и др.) анализами [Макаров и др., 1979; Четвертичная система..., 1984; Гричук, Постоленко, 1982]. В соответствии с этим инстративный, субстративный и нижняя часть констративного аллювия формируются в теплое

время (межледниковье), а верхняя часть констративного и перстративный аллювий – в холодное (ледниковье). Климатический ритм, в свою очередь, включает ряд стадий: термоксеротическую (тепло-сухо), термогигротическую (тепло-влажно), криогигротическую (холодно-влажно) и криоксеротическую (холодно-сухо) [Равский, 1972; Гричук, 1978; Гричук, Постоленко, 1982]. Такая смена условий отражается и при формировании аллювия: снизу вверх по разрезу отмечается увеличение влажности, которая затем сменяется сухостью климата.

Мы неоднократно писали [Макаров и др., 1976; 1979; Макарова, 2000], что среди террас следует выделять цикловые, развитые по всей долине, образующиеся при циклическом изменении климата и направленном характере тектонических движений, и локальные, образующиеся часто во множестве на участках проявления дифференцированных тектонических движений или вследствие других причин, например, спуска подпрудных водоемов.

Рассмотрим строение аллювия разных фаз и его мощность, изученное нами в разрезах цикловых террас многих рек Средней Азии. Среди них наиболее представительной или эталонной является долина р. Зеравшан в Южном Тянь-Шане, протягивающаяся между Туркестанским и Зеравшанским хребтами более, чем на 500 км от одноименного ледника до выхода на равнину. Здесь хорошая обнаженность, полный спектр развитых по всей долине цикловых четвертичных террас позволяет изучать их строение в продольных и поперечных сечениях и восстанавливать процесс их формирования. Кроме того, последовательное врезание реки на протяжении четвертичного периода привело к тому, что древние долины оказались подвешенными в стороне от современного русла и потому сохранились в рельефе (рис. 1 А, Б). Хорошая изученность аллювия р. Зеравшан связана еще с поисками россыпей золота, сопровождавшимися бурением и геофизикой. В долинах других рек характер разрезов аллювия идентичен, однако наиболее обнажены молодые низкие террасы, а более древние и высокие присутствуют в виде отдельных фрагментов, часто в самых присклоновых частях долин.

В начальную эрозионную стадию цикла, начинающуюся в конце холодной части ритма (оледенения) и усиливающуюся в последующее потепление, преобладает глубинная эрозия, совершающаяся в прямолинейных или слабо изгибающихся руслах, и вырабатывается наиболее глубокая и узкая часть долины – тальвег (рис. 2 А). Заполняющий его **инстративный** («выстилающий») аллювий русловой фации содержит большое количество крупных обломков с характерной беспорядочной хаотичной текстурой в нижней части разреза и более мелкий материал, нередко слоистый – в верхней. Обломочный материал плохо окатанный и сортированный, обогащенный дресвяно-суглинистым заполнителем. Все свидетельствует о слабой переработке материала бурными потоками, возможно имевшими селевой характер [Лаврушин, 2005; Гольдфарб, 2007]. Присутствие большого количества выветрелых, выщелоченных и обохренных обломков пород, говорит о том, что климат во время накопления инстративного аллювия был теплым. Об этом же свидетельствует и общий светло-палевый, желтоватый, охристый цвет аллювия, что отличает его от вышележащих горизонтов и заставляет некоторых исследователей считать его неогеновым или более древним. Инстративный аллювий накапливается, когда заканчивается глубинная эрозия и прежде влекомый и несомый рекой материал быстро оседает в русле. Мощность его различна, зависит от размера реки, массы воды и ее энергии, количества переносимого материала и глубины вреза на разных участках долины, в свою очередь зависящей от тектонических движений. В крупных горных реках Средней Азии (Зеравшан, Нарын, Вахш и др.) ширина разновозрастных тальвегов в верхней, наиболее часто видимой части, составляет от 40–50 до 100–120 м. Глубина тальвегов, особенно древних, и соответственно мощность заполняющего их аллювия, вскрываемая скважинами или определенная по данным геофизики, может составлять первые десятки метров (таблица 1), причем на прогибающихся участках она уменьшается, т. к. тальвег менее глубокий, а на поднимающихся увеличивается.

Вторая стадия эрозионно-аккумулятивного цикла по своему рельефообразующему значению, с нашей точки зрения, является очень важной и не уступает первой эрозионной стадии. В это время долина приобретает свою основную ширину, несколько увеличивающуюся в следующие стадии. И.П. Карташов не считал эту стадию самостоятельной, выделяя ее как переходную к следующей стадии, и называя субстадией. Прекращение врезания и заполнение тальвега аллювием приводит к тому, что уклон русла уменьшается, оно становится извилистым или изгибающимся в горах, в предгорьях иногда меандрирующим. Для равнинных рек характерно меандрирование и формирование меандрового пояса. При подмывании рекой склонов долины формируется ее относительно плоское дно, неред-

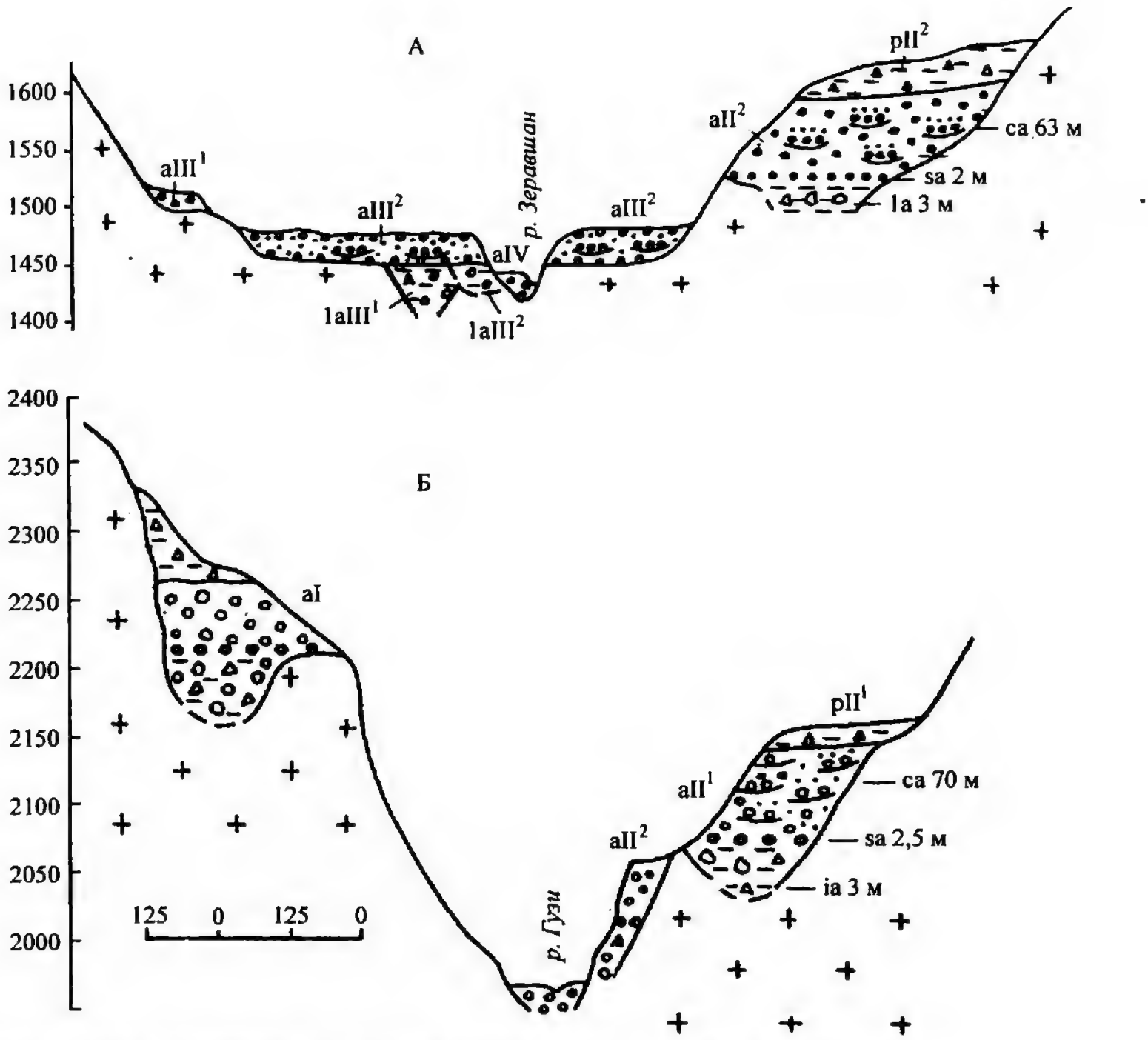


Рис. 1. Древние долины р. Зеравшан (А) и ее притока р. Гузи (Б) (Южный Тянь-Шань)
Условные обозначения на рис. 2

Таблица 1. Мощность разных горизонтов или фаз аллювия (в метрах) в разновозрастных террасовых комплексах (даны мин. и макс. значения)

Динамические фазы аллювия	Возраст аллювиальных комплексов					
	Q_{I}	Q_{II}^{1}	Q_{II}^{2}	Q_{III}^{1}	Q_{III}^{2}	Q_{IV}
Перстративный (pa)	1,8–2,2	1–5	2–3,5	1,5–7	1–7	1–3
Констративный (ca)	30–80	30–100	35–90	5–170	5–50	6–12
Субстративный (sa)	2,5–3	1–1,5	1–7	2–4	0,5–3	1–1,5
Инстративный (тальвеговый) (ia)	10–80	20–80	4–36	17–50	8–25	5–10
Общая мощность аллювия	60–150	60–160	80–90	50–170	50–60	10–40

ко изобилующее эрозионными неровностями (рис. 1 А). Ширина дна долин различна. В древних долинах (средненеоплейстоценовых) во впадинах она может достигать первых километров, а в горной части – нескольких десятков и первых сотен метров. Поздненеоплейстоценовые и голоценовые долины, как правило уже. Аллювий, формирующийся в эту стадию, И.П. Карташовым [1972] назван субстративным («подстилающим»), т. к. он подстилает аллювий следующей стадии. Он перекрывает инстративный или тальвеговый аллювий и ложится на коренные породы или более древний аллювий (рис. 4). Это обычно плохо или средне окатанные валунные галечники, плохо сортированные, не слоистые, представляют русловую фацию (рис. 2, 3, 4). В их со-

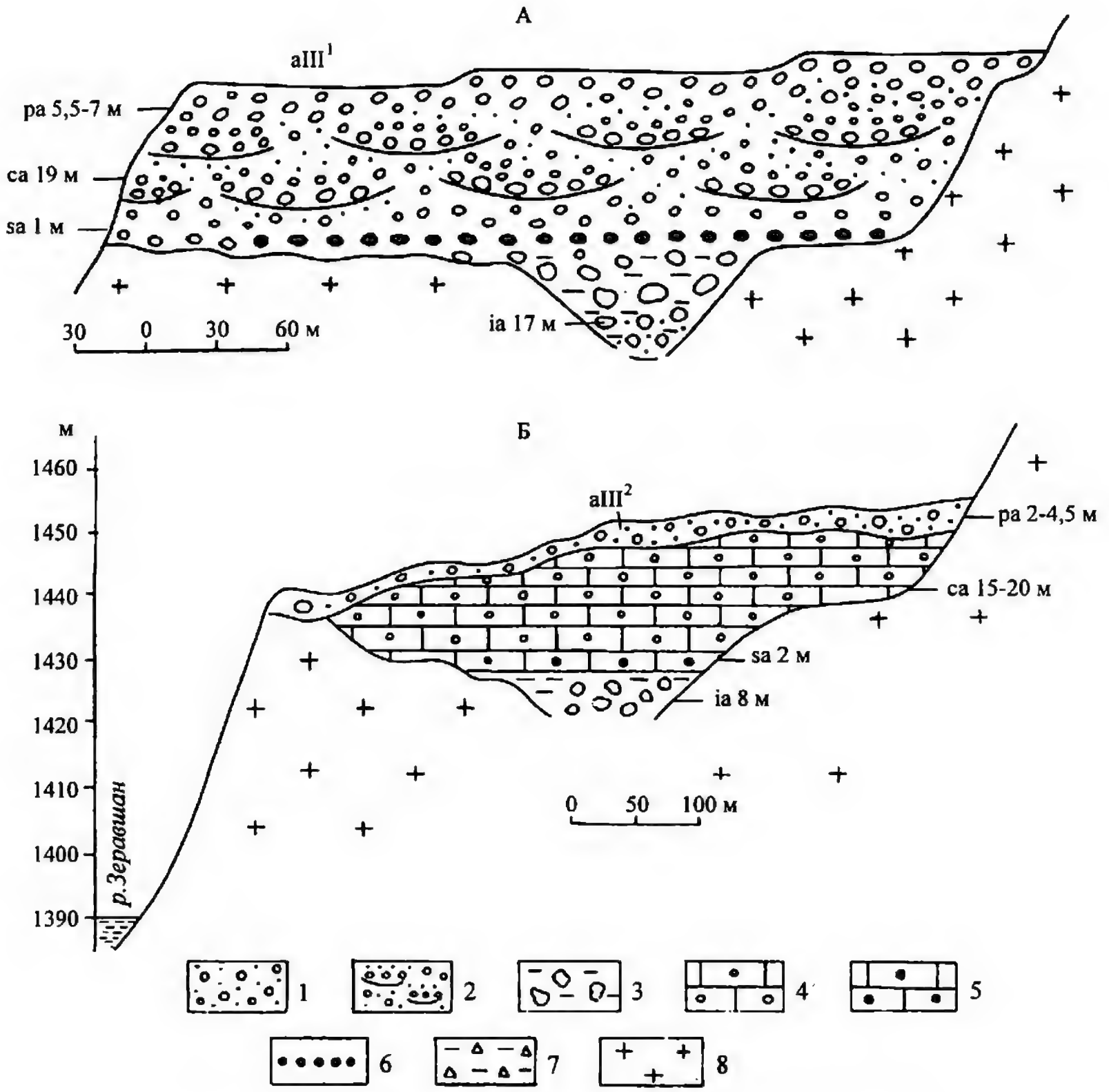


Рис. 2. Строение позднеоплейстоценовых террас р. Зеравшан

А – в горной части, Б – в Пенджикентской впадине. 1 – песчано-галечные отложения; 2 – линзовидно-ритмичное строение констративного аллювия; 3 – галечно-валунный инстративный аллювий; 4 – конгломераты; 5 – базальный горизонт сцементированный; 6 – базальный горизонт рыхлый; 7 – пролювий (на рис. 1); 8 – коренные породы

ставе, наряду с транзитным материалом, много обломков местных пород, слагающих дно и близлежащие склоны долины. В аридных и жарких условиях он часто сцементирован карбонатным цементом и имеет бурый цвет, что свидетельствует о том, что такие же условия были и во время его формирования. Стадия расширения долины является обязательной в эрозионно-аккумулятивном цикле, о чем писал и И.П. Карташов [1972]. Только на локальных участках длительного врезания выработка плоского дна не происходит. Субстративный аллювий выделяется всеми исследователями как горизонт размыва или базальный не только в горных, но и в равнинных долинах и в разных климатических условиях. Его мощность обычно соответствует глубине изгибающихся или меандрирующих русел и составляет первые метры практически во всех разновозрастных свитах и не только в горном аллювии, но и в равнинном [Горецкий, 1964, 1966, 1982; Лаврушин, 1963; Лазаренко, 1964] (табл. 2).

Аллювий третьей главной аккумулятивной стадии цикла – **констративный** («наслаиваемый») – перекрывает субстративный аллювий, наращивая вверх поверхность долины. Аллювий аккумулируются при поступлении в реку значительного количества материала, сносимого со склонов, что объясняется увеличением влажности климата. Из-за перегруженности наносами русло

Рис. 3. Аллювий различных фаз, слагающий террасу р. Зеравшан в средней части долины р. Зеравшан

Ia (ta) – инстративный (тальвеговый), sa – субстративный (базальный горизонт), ca – констративный, pa – перстративный, p – пролювий

Рис. 4. Субстративный аллювий (sa), лежащий на неогеновом цоколе. Выше констративный аллювий (ca)

Рис. 5. Констративный аллювий, представленный конгломератами в разрезе поздненеоплейстоценовой (Q_3^2) террасы р. Зеравшан в Пенджикентской впадине

ветвится на рукава и протоки. Поэтому аллювий имеет линзовидно-слоистое ритмичное строение в соответствии со строением постоянно меняющих свое положение главных и второстепенных русел (рис. 2 А). Каждый ритм начинается грубообломочным материалом и заканчивается тонкообломочным. При этом в грубых слоях наблюдается закономерная «черепитчатая» укладка галек и валунов уплощенной формы с наклоном навстречу течения, свидетельствующая о направлении течения русловых потоков и повышенной динамичности среды осадконакопления. Часто встречаются тонкие пойменные осадки. В присклоновых частях разрезов аллювий более грубый. В аридных и жарких условиях впадин и предгорных равнин большая часть констративного аллювия может быть сцементирована карбонатным цементом (рис. 2 Б, 5), крепость которого уменьшается вверх по разрезу. Цвет аллювия часто бурый, в верхней части становится буровато-серым, что, наряду с ослаблением цементации, отражает меняющиеся климатические условия: постепенное увеличение похолодания. Иногда аллювий выходит за пределы субстративного и ложится на коренные породы вследствие «затопления» склонов долины в процессе наслаивания осадка или бокового подмыва склонов крупным рукавом. Таким образом, долина в констративную стадию несколько расширяется. Мощность констративного аллювия в разрезах разновозрастных террас обычно наибольшая – несколько десятков метров, по сравнению с другими фазами, и в значительной степени зависит от тектонической обстановки. Она уменьшается до первых метров на поднимающихся участках и увеличивается до трех-четырех десятков метров на прогибающихся участках. Кроме того, в верховьях долин в холодной перигляциальной зоне, прилежащей к ледниковой, мощность этой фазы аллювия обычно увеличена за счет поступления материала размываемых морен и часто превышает 100 м, достигая иногда 150–170 м (рис. 6). При

Таблица 2. Сравнительная мощность субстративного или базального горизонта в разновозрастных аллювиальных комплексах горных и равнинных рек

Реки	Мощность в метрах					
	Q_{I}	Q_{II}^{1}	Q_{II}^{2}	Q_{III}^{1}	Q_{III}^{2}	Q_{IV}
Зеравшан	2,5–3	1–1,5	1–7	2–4	0,5–2	1–1,5
Оби-Хингоу				2–2,5	1–2	1–2
Ягноб				1-3	1-1,5	0,5–1
Волга	1–7	2,5–8,5	2–5	1–2,5	0,7–4,7	1–4,6
Ока	1–4,2	3–5	1–5	1,8–2,5	2–4,5	1,2–4,7
Дон	1,2–3	0,5–6				

Рис. 6. Мощная толща констративного аллювия, слагающая позднеоплейстоценовую (Q_{3}^{2}) террасу р. Зеравшан в перигляциальной зоне.

этом аллювий отличается значительной глинистостью, серым цветом и отсутствием цементации.

Аллювий четвертой стадии эрозионно-аккумулятивного цикла – **перстративный** («перестилаемый») – формируется в условиях относительного динамического равновесия. Из-за прекращения поступления обломочного материала русло превращается в изгибающееся (на равнинах в меандрирующее), перемещающееся по долине и перемывающее ранее отложенный материал. Вследствие этого для аллювия этой фазы характерны хорошая окатанность обломочного материала, низкое содержание глинистых частиц в заполнителе вследствие промытости отложений, их сыпучесть или рыхлость. Кроме того, цвет аллювия обычно серый – показатель холодного климата, что резко отличает его от нижележащих отложений. Мощность аллювия соответствует глубине русла реки и колеблется на разных участках долин от 1,5 до 6–7 м. В долинах некоторых небольших рек, не имеющих ледникового питания, в заключительную холодную стадию цикла, видимо, воды было недостаточно, чтобы перемыть верхнюю часть констративного аллювия. Поэтому перстративный аллювий не получает своих типичных свойств, является недоразвитым и плохо отделяется от констративного.

В начале стадии латеральная миграция русла приводит к тому, что перстративный аллювий иногда выходит за пределы развития констративного аллювия и ложится на коренные породы; таким образом, долина еще несколько расширяется. Однако в конце стадии начинается сужение дна долины, выраженное в образовании небольших ступеней в перстративном аллювии, последовательно снижающихся к руслу реки (рис. 2 Б). Мы связываем такое сужение с началом перехода к стадии врезания уже нового эрозионно-аккумулятивного цикла.

В стадию динамического равновесия формируется пойма, которой и заканчивается эрозионно-аккумулятивный цикл. Аллювий практически всех террас часто перекрыт пролювием, мощность, которого тем больше, чем древнее терраса. В верховьях некоторых долин Средней Азии (Сурхоб, Нарын и др.) аллювий, слагающий

верхнюю часть террас – перстративный или констративный, перекрыт одновозрастными ему флювиогляциальными отложениями и мореной, а в предгорьях почти повсеместно – горизонтом лесса соответствующего возраста. Таким образом, морена и лесс – отложения «холодной» и «сухой» стадии – завершают эрозионно-аккумулятивный и климатический цикл.

2. Пойменный аллювий и его мощность

Считается, что пойменная фация аллювия не характерна для горных рек. Однако она развита довольно широко во всех долинах рек Средней Азии, Кавказа и др., но отличается от равнинной большей грубостью и меньшей мощностью. Даже на участках врезания присутствуют узкие шириной первые метры и протяженностью несколько десятков метров современные инстративные поймы (скелетные по Р.С. Чалову, 1969), на которых присутствуют пойменные осадки, не образующие сплошной горизонт на коренных породах, а лишь отдельные маломощные (несколько сантиметров) линзы. Большая скорость течения горных рек, увеличивающаяся в паводки, объясняет грубость пойменных осадков, среди которых преобладают пески с гравием и мелкой галькой. Наиболее полно пойменная фация в современном аллювии развита в предгорной и горно-равнинной зонах, где пойма имеет преимущественно проточно-островной характер. В паводки острова покрываются водой, при спаде которой откладываются горизонтально слоистые пески, а в понижениях – иловатые супеси, суглинки и глины. Отложению осадков благоприятствует растительность, усиливающая шероховатость поверхности. Мощность пойменных осадков колеблется от первых сантиметров до 1,5–2 м.

В расширениях долин со слабо извилистым руслом пойменные осадки накапливаются на валунно-галечниковых отмелях на выпуклых берегах излучин. В их составе песок, гравий и мелкая галька. Большей частью этот материал заполняет промежутки между крупными гальками и валунами, формируя пойменно-русловую фацию [Костенко, 1975]. Мощность отложений – десятки сантиметров. Часто образуются прирусловые валы, высота которых достигает метра и более; обычно они сложены валунно-галечным материалом. Иногда пойменная фация, сходная с равнинной (горизонтально слоистые супеси, пески, суглинки общей мощностью до 2 м) встречается на поверхностях позднеплейстоценовых, реже среднеплейстоценовых террас (р. Зеравшан в Ю. Тянь-Шане, Баксан на Кавказе и др.), где она перекрывает перстративный аллювий.

В разновозрастном констративном аллювии пойменные песчано-гравийные осадки выделяются в верхних частях линз, соответствующих отдельным разветвленным руслам, или образуют песчано-суглинистые прослои, отложенные на бывших островах между протоками и рукавами. Их мощность составляет первые десятки сантиметров.

3. Изменение мощности горного аллювия под действием разных факторов

Помимо русловой и пойменной фаций в аллювии горных рек широко развиты **фации подпруживания и экрана** [Чистяков, 1978]. Иногда они достигают значительной мощности, увеличивая общую мощность аллювия. В большинстве случаев их образование обусловлено разного рода «перемычками» (препятствиями), затрудняющими в различной степени сток и резко меняющими гидродинамическую обстановку, оказывающую существенное влияние на формирование и мощность горного аллювия. Фация подпруживания формируется перед перемычками, а фация экрана за ними. Перемычки широко развиты в долинах в горной и предгорной зонах и реже в подгорно-равнинной зоне.

По характеру воздействия на гидродинамический режим горных потоков перемычки подразделяются на три типа: струенаправляющие, суживающие и перегораживающие или плотинные. 1. **Струенаправляющие**, представляют собой выступы берегов разной формы, литологии и размеров, скальные останцы среди русла, а иногда и крупные валуны или глыбы, изменяющие довольно резко направление течения. Перед такими препятствиями образуется небольшой подпор, сопровождающийся повышением уровня воды и уменьшением скорости течения (а иногда возникает обратное течение), что приводит к осаждению здесь наносов фации подпруживания. В ее составе, наряду с песчаным, часто присутствует и валунно-галечный материал, мощность которого в современном аллювии составляет первые десятки сантиметров. За струенаправляющими перемычками в затишной гидродинамической обстановке, где возникает замедленное, часто круговое течение, формируется фация природных экранов, также с более мелким материалом, по сравнению с другими частями русла. В более древнем аллювии эти фации чаще всего встречаются в присклоновых разрезах террас, где их мощность редко превышает 4–5 м. 2. **Суживающие** перемычки не перегораживают русла

горных рек, а только сужают их в разной степени. Это многочисленные экзогенные перемычки, которыми служат чаще всего конусы выноса притоков, современные морены, гравитационные потоки, спускающиеся со склонов в долину. Особое влияние на строение и мощность фации подпруживания оказывают структурные перемычки, в частности, активно развивающиеся в четвертичное время складчатые и разрывные деформации. Обычно это растущие поднятия (складчатые или блоковые), часто отдельные хребты, которые прорезаются реками антецедентными или эпигенетическими ущельями. Перед такими поднятиями, затрудняющими сток, но не прекращающими его, в долинах рек всегда образуются расширенные участки, где русло дробится на рукава и протоки, в которых сначала идет накопление констративного руслового аллювия, а затем в образовавшемся подпрудном водоеме начинается накопление фации подпруживания. В средне- и позднеплейстоценовые эпохи таяния ледников громадный объем воды скапливался перед многими, пересекаемыми реками поднятиями, образуя подпрудные водоемы-озера, в которых накапливался тонкий материал (суглинки, глины, мергели) фактически озерного генезиса мощностью в десятки и сотни метров. Таким образом, на образование фации подпруживания влияют и тектонический и климатический факторы. Многочисленные примеры широкого развития тонких осадков среди грубого аллювия мощностью десятки метров известны в долинах многих рек Тянь-Шаня (Нарын, Чу, Зеравшан и др.), Памира (Пяндж, Вахш, Бартанг и др.) [Костенко и др. 1974], Кавказа и всех других горных стран. В долине р. Терек ниже селения Казбеги перед интенсивно воздымающимся по Казбекскому разлому Дарьяльским горстом, накопилась толща подпрудных отложений мощностью до 400–450 м [Кожевников, 1966]. По воздействию на речную долину и длительности существования суживающие перемычки часто превосходят перегораживающие. 3. **Перегораживающие или плотинные** перемычки, полностью перегораживают русло горной реки с образованием подпрудного озера и кривой подпора. Они образуются при быстрой аккумуляции в долине четвертичных отложений различного генезиса: обвальных, осыпных, оползневых, селевых, часто вызванных землетрясениями, а также гляциальных отложений, вулканогенных или продуктов вулканических извержений и др. Некоторые природные плотины существуют не долго и прекращают речной сток на очень короткое время. Другие живут десятки, сотни и тысячи лет, резко изменяя гидродинамическую обстановку накопления аллювия на протяжении многих километров. В зависимости от высоты плотинной перемычки и времени ее существования мощность отложений фации подпруживания перед ней, обычно составляет первые десятки метров, но может превышать 100 м. Непосредственно перед перемычкой осадки представлены озерными тонко- и мелкозернистыми песками, супесями и суглинками, иногда мергелями с четкой горизонтальной слоистостью, отражающей сезонность стока. Их мощность определяется высотой плотины. В зоне, где только начинается подпрудное влияние, бурные горные потоки, теряя скорость, откладывают пестрые, но достаточно грубые (гравийно-галечные или валунно-галечные) наносы в виде подводных гряд и небольших дельт (субфация выклинивания подпора). Эти аккумулятивные формы медленно двигаются к перемычке, погребая под собой тонкие отложения.

Перед низкими перемычками высотой 3–4 м занесение водоема осадками происходит в течение 2–3 лет, а кривая подпора распространяется на 0, 5–1 км. Наиболее высокими обычно бывают сейсмообвальные пермычки. Так широко известный Усойский сейсмообвал, перегородивший в 1911 г. долину р. Мургаб на Памире природной плотиной высотой около 750 м, привел к образованию подпрудного Сарезского озера глубиной до 500 м и длиной до 60 км. При выполнении этого озера наносами мощность отложений фации подпруживания в нем может достигнуть нескольких сотен метров. Классические обвальные перемычки были описаны М.Жинью и Р.Барбье [1969] в долине рек Венон и Дром (Французские Альпы), где мощность фации подпруживания перед ними составляет соответственно более 100 и 70 м. Перед оползневыми перемычками мощность отложений примерно такая же.

Непосредственно за перегораживающими перемычками в ямах или воронках размыва, образующихся вследствие эрозии речным потоком, недогруженным наносами, формируется фация природных экранов, также характеризующаяся повышенной мощностью, но намного меньшей, по сравнению с мощностью подпрудных отложений. При прорыве перемычки и быстром спуске водоема в составе аллювия, развитом за перемычкой, появляются грубые отложения, которые можно отнести к селевым.

Перед искусственными плотинами гидроэлектростанций на горных реках также отлагаются тонкозернистые горизонтально слоистые осадки фации подпруживания, образующие так называемую «призму заиления». Многолетние иссле-

дования гидротехников показали, что длина призмы заиления зависит от высоты плотины. Была выведена соответствующая формула, позволяющая по длине призмы заиления определять высоту подпора. В природных условиях, замерив длину распространения тонких отложений фации подпруживания, можно примерно подсчитать и высоту древней перегораживающей перемычки по формуле С.Т. Алтунина [1950]: $H = L(i–i_y)$, где H – примерная высота перемычки, L – длина призмы заиления, i – не подпертый уклон водной поверхности, i_y – уклон перед плотиной после создания подпора. Такие подсчеты проводились на многих горных реках и позволили определить высоту древних перемычек.

4. О нормальной мощности аллювия горных рек

Характеризуя мощность различных фаций и фаз горного аллювия, нельзя не коснуться понятия «нормальная мощность» аллювиальной свиты, введенного Е.В. Шанцером [1951] для современного аллювия равнинных рек. Он считал, что нормальная мощность равнинного аллювия характерна для равновесных речных пойм, т.е. на участках, в пределах которых река находится в динамическом равновесии, меандрируя по дну долины, не эродируя и не аккумулируя. Нормальная мощность аллювия не должна превышать величины разности высотных отметок среднего уровня воды в паводок и средней отметки дна плесов реки в данном сечении долины. Иными словами она не может быть больше поперечного сечения водного потока, т.к. аллювий отлагается только в воде в результате русловых деформаций. Исходя из этого, нормальная мощность современного аллювия (руслового и пойменного) Волги в среднем течении должна составлять примерно 15–20 м [Горецкий, 1966]. Участки, на которых мощность аллювия больше или меньше нормальной, должны относиться соответственно к прогибающимся или поднимающимся.

И.П. Карташов [1972] считал, что аллювий нормальной мощности формируется в результате перемывания верхних частей субстративного аллювия в стадию динамического равновесия. Нижняя, не перемытая часть субстративного аллювия, обособлялась им в плотиковый аллювий. Нормальная мощность аллювия среднегорных рек Северо-Востока России оценивалась им в 3–12 м, т.е. несколько больше, чем раньше ее давал Ю.А. Билибин [1938] – 4–8 м.

Нормальная мощность по Е.В.Шанцеру характеризует аллювий перстративной стадии (динамического равновесия), а по И.П. Карташову – аллювий двух стадий перстративной и субстративной (расширения долины) и, таким образом, не охватывает аллювий всего эрозионно-аккумулятивного цикла. Эти две стадии разделены временем, приходящимся на аккумуляцию констративного аллювия. Вслед за Г.А. Постоленко [2005], мы считаем, что нормальная мощность аллювия должна характеризовать полный разрез аллювиальной свиты, а не одну или две его фазы. И в таком понимании она будет разной для каждого эрозионно-аккумулятивного цикла речной долины, поскольку от цикла к циклу менялись климатические и тектонические условия. При этом необходимо учитывать локальные изменения мощности в зависимости от ряда причин, о которых было сказано выше.

Заключение

Таким образом, формирование горного аллювия и его мощности происходит в течение разновозрастных эрозионно-аккумулятивных циклов. Общая мощность аллювия различна для разновозрастных циклов, т.к. она зависит от климатических и тектонических условий соответствующего времени, а также от продолжительности самих циклов. В долинах рек Средней Азии наибольшая мощность горного аллювия отмечается для ранних циклов среднего и позднего неоплейстоцена (Q_{II}^{I} и Q_{III}^{1}). Каждый эрозионно-аккумулятивный цикл соответствует климатическому ритму, а каждая стадия – отдельным стадиям ритма, характеризующимся различными условиями тепла, холода, влажности и сухости. В идеальном, не нарушенном случае эрозионно-аккумулятивный цикл состоит из стадий – врезания, расширения долины, аккумуляции и динамического равновесия, в течение которых формируются горизонты руслового аллювия соответствующей фазы, отличающиеся составом, мощностью, а также положением в пределах эрозионного вреза. Накопление аллювия происходит в условиях теплого и влажного климата, при постепенном нарастании похолодания. В конце цикла фиксируются холодные и сухие условия. Локальные тектонические движения на отдельных участках долин нарушают или осложняют ход цикла. В этом случае на поднимающихся участках из общего разреза аллювия выпадает субстративная фаза, т.к. долина не расширяется, а продолжает углубляться. Или на прогибающихся участках выработка узкого глубокого тальвега не происходит, формируется плоское дно с повышенной мощностью констративного

аллювия. Аллювий различных фаз слагает четвертичные цикловые террасы, количество которых в долинах рек Средней Азии обычно пять (не считая эоплейстоценовой) в соответствии с количеством выделяемых ледниковых эпох – ранненеоплейстоценовой, двух средненеоплейстоценовых и двух поздненеоплейстоценовых. Причем, каждая цикловая терраса в крупных ледниковых долинах начинается от конца морены.

В пределах циклов наибольшую мощность имеет констративный аллювий. Именно она в большей степени подвержена влиянию тектонического и климатического факторов – увеличена в прогибах и перигляциальных областях, а также за счет появления фации подпруживания перед разного рода пермычками. Мощность инстративного аллювия различна и иногда превышает мощность констративного на поднимающихся участках. Мощность же субстративного и перстративного аллювия составляет первые метры, причем, первая увеличена на террасах второй половины среднего неоплейстоцена (Q_{II}^{2}), а вторая – на террасах второй половины позднего неоплейстоцена (Q_{III}^{2}).

Считается, что для прошлых эрозионно-аккумулятивных циклов максимальные величины средних уровней паводков и дна плесов в настоящее время не могут быть установлены. Однако мощность субстративного и перстративного аллювия позволяет определить эти величины, т.к. она соответствует наибольшей глубине меандрирующего или изгибающегося русла. При этом мощность субстративной фазы в разновозрастных эрозионно-аккумулятивных циклах у горных рек не намного меньше, чем у равнинных (см. табл. 2), хотя тектонические и климатические условия, в которых находятся реки, различны. Возможно, это связано с большей глубиной равнинных рек. В то же самое время состав базального горизонта у равнинных рек несравнимо менее грубый.

Изложенная схема последовательного накопления аллювия в долинах горных рек является принципиальной. Она подтверждается разрезами цикловых террас и равнинных рек (Волги, Камы, Дона и др.), где отчетливо выделяются субстративный (базальный) и констративный аллювий. Мощность последнего увеличивается за счет перигляциальных осадков времени оледенений. Т.е. здесь так же, как и в горах, разрезы заканчиваются холодными осадками. Плохая обнаженность и изученность разрезов не позволяет выделить или отделить от констративного аллювий перстративной фазы, хотя по описаниям разрезов [Горецкий, 1966 и др.] он присутствует. Что касается инстративного аллювия, то преимущественно постоянный наложенный характер аккумуляции во многих равнинных долинах исключает его присутствие, хотя, по данным бурения, в некоторых долинах на участках врезания, он есть, только глубина тальвегов составляет первые метры.

Исследования речных долин, находящихся в различных климатических и структурных условиях [Гричук, Постоленко, 1982], выявляют четко выраженный ритмический характер накопления аллювия и соответствие ритмов врезания рек ритмическим изменениям климата.

Литература

Алтунин С.Т. Регулировка русел рек при водозаборе. М.: 1950. 336 с.

Бассаликас А.Б. К вопросу о динамических фазах речных долин и аллювиальных отложениях (на примере бассейна р. Неман) //Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1957. № 21. С. 38–46.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.-Л.: ГОНТИ, 1938.

Гольдфарб Ю.И. Генетическое, литодинамическое деление горного аллювия и его нормальная мощность (горная система Черского) //Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и новные направления дальнейших исследований. Ма-лы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС. 2007. С. 87–90.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины: Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 415 с.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.

Горецкий Г.И. Палео-потамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 248 с.

Гричук М.П. О ритмах накопления аллювия в долинах рек и ритмы изменения климата в плейстоцене и голоцене // Продольный профиль рек и их террасы. М.: МО ВГО, 1978.

Гричук М.П., Постоленко Г.А. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Изв. ВГО. 1982. Т. 114, Вып. 3. С. 215–220.

Жинью М., Барбье Р. Геология плотин и гидротехнических сооружений. М.: Госстройиздат, 1969. 355 с.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР) //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 245. М.: Наука, 1972. 184 с.

Кожевников А.В. Аллювий горных рек (фации, типы разрезов, условия формирования) // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 391–399.

Костенко Н.П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 216 с.

Костенко Н.П., Макарова Н.В., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Фации подпруживаничя в долинах некоторых рек Тянь-Шаня и Памира // Вестник МГУ. Сер. геология. 1970. № 5. С. 106–110.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 87. М.: 1963. 265 с.

Лаврушин Ю.А. Особенности субаэрально-турбидитового и субмаринно-гляциотурбидитового осадконакопления // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2005. № 66. С. 10–21.

Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 120. М.: Наука, 1964. 233 с.

Ламакин В.В. О динамческих особенностях аллювиальных отложений // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. С. 65–68.

Ламакин. В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. МОИП. 1948. Т. 2 (42). С. 154–187.

Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений. Землеведение. 1950 3. (43).

Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Принципиальная схема формирования террас горных рек Средней Азии (на примере р. Зеравшан) // Прикладная геоморфология. Моск. филиал Географич. об-ва СССР. 1976. С. 31–33.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Стадийность формирования аллювия р. Зеравшан (Ю. Тянь-Шань) в связи с золотоностностью // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1977. № 4.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1979. № 49. С. 90–104.

Макарова Н.В. К вопросу об образовании речных террас // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2000. № 3. С. 35–42.

Постоленко Г.А. О роли климата в формировании речных террас и аллювия // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 18–23.

Постоленко Г.А. Эрозионные циклы и нормальная мощность аллювия // Сб., посвященный 120 летию со дня рождения И.С. Щукина. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2005. С. 156–160.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. С. 336.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. 556 с.

Чалов Р.С. Генетическая характеристика пойменных образований на горных реках. М.: Изд-во ВГО, 1969. Т. 3. С. 48–56.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит //Тр. Ин-та геол. АН СССР. 1951. Вып. 135. 275 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований М.: Наука, 1966. 239 с.

Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 287 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ БОЛЬШОГО ВОСТОЧНОГО ЭРГА. СЕВЕРНАЯ АФРИКА

В.П. Чичагов

Введение. Предлагаемая статья представляет расширенный вариант доклада, прочитанного автором на заседании Комиссии по изучению четвертичного периода РАН 30 мая 2006 г. в Геологическом институте РАН. Целью статьи является восстановление эволюции «немых» в информационном отношении динамичных песчаных морей на примере Большого Восточного Эрга в Северной Африке и сопоставление основных аридных событий его (Эрга) голоценовой эволюции.

Большой Восточный Эрг и тунисские шотты. Большой Восточный Эрг является наиболее представительным песчаным морем Африки. Он сформирован в пределах крупной платформенной впадины, на северном фланге которой образовался предатласский краевой прогиб – Северо-Африканская (нефтегазоносная) мульда. В ее восточной части была создана впадина низких засоленных котловин алжиро-тунисских шоттов, тунисская часть которых является северной границей Эрга. Его характерными особенностями являются наибольшие размеры, самое северное положение, северо-восточная ориентировка длинной оси и наибольшая близость к впадине Средиземного моря. Автору довелось в 2005–2007 гг. провести маршрутные геоморфологические наблюдения в Северной Африке – в Марокко и на территории Туниса в пределах семиаридных равнин бассейна р. Меджерды, аридных равнин Сахеля и экстрааридных равнин северной окраины Большого Восточного Эрга [Чичагов, 2005, 2006, 2007].

Результаты полевых наблюдений, изучение аэро- и космических изображений, геологических, гидрогеологических и геоморфологических карт, анализ опубликованных материалов позволяют судить о закономерном изменении песчаного эолового рельефа Большого Восточного Эрга с юго-запада на северо-восток от грядового, дюнного, дюнных полей до барханного, бугристого и равнинного [A Study…, 1979], о молодости и значительной динамичности песчаных форм в центральных частях песчаного моря и о современной стабильности его северной границы. Целью статьи является рассмотрение эволюции Большого Восточного Эрга в сопоставлении палеогеографических событий его и других аридных регионов.

Моноклинальное поднятие Ксур – Триполитанский Джебель. С севера Эрг ограничен впадиной тунисских шоттов, с востока – низким (до 689 м.), окаймляющим дугой залив Габес – Малый Сирт поднятием Ксур [Чичагов, 2005]. Низкое поднятие Ксур покрыто толщей тонких, пылеватых, красноцветных песков (хамри), частично сцементированных известковыми растворами, образующих специфическую песчано-лёссовую формацию мощностью до 20 м. Она относится к так называемым «теплым» или к перипустынным лёссам, распространенным по периферии Сахары. Лёссы поднятия Ксур наряду с лёссами Марокко, Ливии и Египта образуют один их четырех лёссовых районов Северной Африки. Происхождение лёссов Ксур преимущественно сахарское: тонкие пылеватые пески желто-красноватого цвета Большого Восточного Эрга в поднятии Ксур сменяются песчанистыми лёссами. Медианный диаметр песчаных частиц из лёссовых пород от Эрга до вершинных частей поднятия Ксур изменяется от 0.08 до 0.055 мм. [Любимцева, 2001]. Этот тонкий песчаный материал образовался в результате длительного выноса с перевеваемой поверхности Большого Восточного Эрга в эти эпохи.

Исследованиями ряда европейских ученых (Rognon, Brun, Coude-Gaussen и др.) был установлен поздне-плейстоценовый возраст песчано-лёссовой формации в области Матматы на севере поднятия Ксур и выделены в ее пределах три пачки: охристые лёссы с карбонатными конкрециями в основании, чередование красноцветных палеопочв с карбонатными лессовыми отложениями в средней части и светло-бежевые лёссы с горизонтами палеопочв в верхней. Их ^{14}C возраст: 35–70 тыс. л.н., 32–37 и 22–10 тыс. л.н. соответственно. Природные условия формирования пород песчано-лёссовой формации в позднем плейстоцене были более гумидными, чем в современную эпоху, степными [Rognon, 1976]. На протяжении голоцена с 10 тыс. л.н. в пределах поднятия Ксур под воздействием мощной дефляции формировался расчлененный и равнинный дефляционный рельеф.

Большой Восточный Эрг и впадина тунисских шоттов. Запись основных этапов голоценовой эволюции в пределах Большого Восточного Эрга содержится в строении осадков в смежной впадине тунисских шоттов – низких засоленных равнин с высотами от -23 до 40 м., периодически затапливаемые ливневыми водами. Это шотты Эль-Гарса, Эль-Джерид и Эль-Феджадж с абс. высотами поверхности днищ -17, -23; 30 – 39 и 23 м. соответственно, заполненными солеными водами во влажный сезон и представленные такырами и белыми соленосными плоским участками – в сухой.

В районе шотта Эль-Гарса были пробурены пять скважин, пранализированы их разрезы и получены данные их возраста с помощью AMS – ускорительной масспектроскопии. К.С. Свизи [1996, 1999, 2001] удалось выделить в них семь горизонтов (Q_1–Q_7), различающихся по составу, строению и генезису. Из них пять горизонтов представлены песчаными эоловыми отложениями, а два (в раннем голоцене), древнее 12.2 тыс. л.н. – озерными горизонтально слоистыми песчаниками и на уровне 10—~8.5 тыс. л.н. – горизонтально слоистыми озерными илами, увенчанными гипсовой корой с полигональной текстурой (рис. 1).

Этапы аридизации района шоттов приходятся на 13–9, 8.5–7, 6.5–5 и от 4 тыс л.н. до настоящего времени. Они в целом коррелируют, хотя недостаточно четко, с аридными эпизодами событиями в Северо-Западной Африке, в Марокко [Lamb et al,. 1995; Lamb and van der Kraas, 1995; Gasse and Van Campo, 1994] (рис. 1).

Широкое распространение эоловых отложений в разрезе голоцена во впадине тунисских шоттов свидетельствует о длительности проявления интенсивной дефляции в этом регионе в голоцене. Интенсивная ветровая деятельность активизировалась в пределах Большого Восточного Эрга и проявилась в создании дефляционного рельефа смежного поднятия Ксур в позднем плейстоцене и раннем голоцене в связи со смещением к югу Полярного фронта, согласно достаточно обоснованным представлениям С.З. Роньона [1976]. Они согласуются с данными палеоокеанологических исследований, показавшим, что в это время характер циркуляции вод в Атлантическом океане и в его восточной, приафриканской части был существенно иным, в большей мере способствовал иссушению смежных африканских равнин и усилению ветровой деятельности в Северной Африке. Усиление ветрового режима вызвало интенсивную площадную аридную денудацию наветренного западного склона поднятия Ксур и выпахивание – дополнительное углубление отдельных сухих долин, образование котловин выдувания и проч.

Существенный вклад в углубление днищ вади интенсивной линейной дефляцией вносит хозяйственная деятельность человека. Вади, расположенные на перемычке между шоттами и зал. Габес, испокон веку служили естественными оборонительными рубежами от агрессии с юга. Здесь на протяжении последних 4–5 тыс. лет были оборонительные валы, создавались и функционировали населенные пункты, военные и учебные лагери, прокладывались временные пути и эксплуатировались постоянные дороги, сооружались водопроводы, многочисленные колодцы и функционировала ирригационная сеть; возделывались плантации оливок, требующих постоянного подновления поверхности за счет углубления и обвалования. Северная окраина Большого Восточного эрга в римскую эпоху представляла плодородную сухую степь и была достаточно плотно заселена, о чем можно судить по древним картографическим источникам [Миллер, 1919]. Во вторую мировую войну здесь, вдоль широтной ложбины Удреф функционировала линия долговременных укреплений Марет – уменьшенная копия линии Мажино на востоке Франции. Антропогенные разрушения разрыхляли поверхностные отложения и облегчали работу ветров. Днище ложбины Удреф было углублено ветрами до поверхности грунтовых вод, а бровки стали выше за счет фортификационного строительства.

Вопрос о былом соединении тунисских шоттов с зал. Габес Средиземного моря обсуждался длительное время. Наиболее восточный тунисский шотт Эль-Феджадж открывается к заливу Габес (Малый Сирт) Средиземного моря узким линейным понижением или порогом Удреф с абс. высотами 45–77 м. Последний некоторыми французскими исследователями XIX в. рассматривался в качестве пролива, соединявшего Средиземное море с впадиной алжиро-тунисских шоттов. В качестве доказательств приводились: обнаружение раковин Cardtum и остатков мифического античного корабля на бортах шоттов, что не подтвердилось последующими исследованиями [Оудзоу, 1989; Чичагов, 2006].

Сопоставление голоценовых событий района тунисских шоттов и других аридных равнин Северной Африки. Как отмечено выше, в голоцене природные условия в Северной Африке становятся аридными. Результаты проведенного К.С. Свизи [1999, 2001] обобщения большого массива данных многих исследователей, датировавших голоценовые отложения внутриконтинентальных областей Северной Африки, позволили выделить

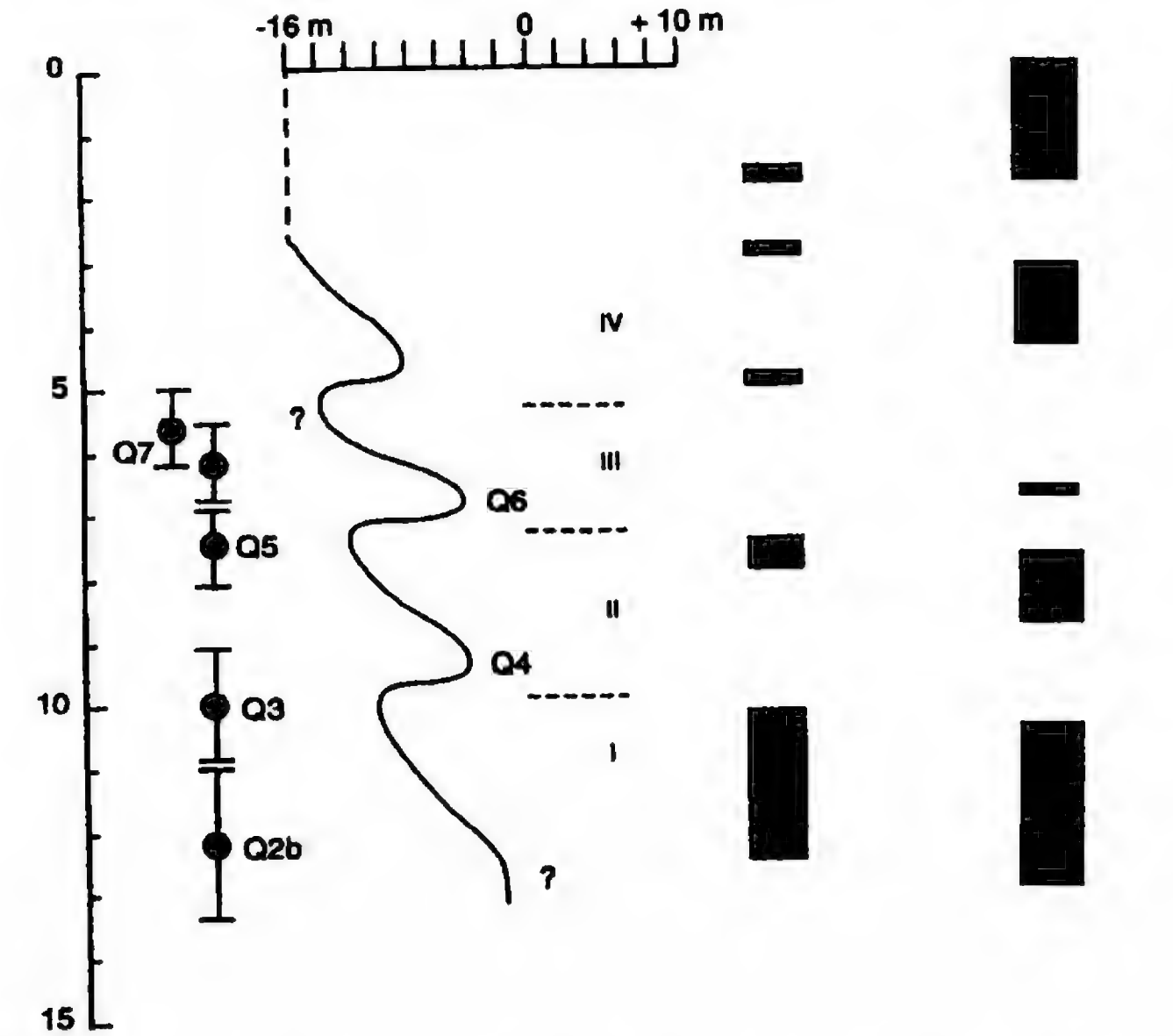


Рис. 1. Схема сопоставления эпизодов эоловой аккумуляции шотта Эль-Гарса в Южном Тунисе и Марокко с аридными периодами Сахары. По С.К. Свизи (1999). Схематизировано

здесь две провинции эолового рельефообразования в голоцене: северную и южную, разделенные рубежом 24-ой параллели с.ш.

В южной провинции, расположенной южнее 24° с.ш. и объединяющей пустыни Марокко, Мали, Нигера, Чад и Судана, эоловые пески впервые появляются около 15.5 тыс. л.н. в отдельных районах Нигера и Чад. На уровне ~11.2 тыс. л.н. они пользуются трансконтинентальным развитием; 10 тыс. л.н. – отмечены лишь в Марокко и Мали, а ~3.6 тыс. л.н. – в Нигере. ~3 тыс. л.н. эпизоды формирования песчаных эоловых отложений зафиксированы в отдельных районах Нигера, Чад и Судана; ~ 2 тыс.л.н. – в Мали. 1–0,7 тыс. л.н. эоловые песчаные отложения снова имели трансконтинентальное развитие, формировавшись во многих районах Марокко, Мали, Нигера, Чад и Судана.

В северной провинции Северной Африки (севернее 24° с.ш.), включающей пустыни Марокко, Алжира, Туниса и Египта, история голоценового песчаного осадконакопления была существенно иной. Около 15.2 тыс. л.н. в аридных областях Туниса формировались лессовидные отложения, по кровле которых в интервале 15–14 тыс. л.н. были созданы покровы палеопочв. ~11.6 тыс. л.н. эоловые пески отмечены в районах всех стран северной провинции; ~7.6 тыс.л.н. – лишь в одном районе Туниса, а 2 тыс.л.н. – в большинстве районов Марокко и Египта. Другим принципиальным отличием голоценовых отложений северной провинции является присутствие озерных осадков в трех областях Южного Туниса около 9 и 7 тыс. л.н.

Данные правой колонки рис. 1 позволяют судить о том, аридные периоды в истории Сахары продолжительностью в 13 тыс. л. занимают значительный – 56% – отрезок этого времени. Пространственный анализ аридных районов Средиземноморья показывает, что в настоящее время иссушающее влияние Сахары распространяется на отдельные территории Южной Европы. Автор наблюдал пустынные, экстрааридные ландшафты сахарского типа на юго-восточном побережье Пи-

ренейского полуострова. Аридные равнины в отдельных районах Марокко и Алжира выходят на морское побережье. Как далеко на север транслируется иссушающее климатическое воздействие песчаной пустыни Большого Восточного Эрга?

Пойменная равнина р. Меджерды на северо-восточной окраине Атласской горной системы. Выше было рассмотрено региональное распространение эоловых голоценовых отложений в Северной Африке. Интерес представляют результаты сопоставления возраста и генезиса приведенных выше голоценовых событий аридной северной окраины Большого Восточного Эрга с голоценовой историей центральной части долины р. Меджерды в пределах дренируемой ей межгорной семиаридной флювиальной равнины. Детальными исследованиями Д.Фауста, К Цильхофера, Ф. Диас дель Олмо и Р.Б. Эскудеро [2005] была восстановлена флювиальная летопись геоморфологических изменений в Северном Тунисе в позднем плейстоцене и голоцене, получены данные, позволяющие ответить на вопрос о роли глобальных, региональных и местных климатических факторов в этих изменениях. Было изучено 20 репрезентативных разрезов отложений, отличавшихся хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, с палеопочвами. Результаты полевых исследований и изучения гранулометрии, органического вещества, $CaCO_3$, глинистой и илистой фракций, тяжелых минералов и изучение шлифов – все это позволило выделить 5 главных стратиграфических серий. Было выполнено примерно 60 AMS датировок, позволивших установить поздне-четвертичный возраст осадков. В семи горизонтах датировались образцы древесного угля из остатков очагов и культурных слоев археологических объектов, что позволяет судить о залегании датированного материала in situ с возрастами 13.4; 12,3, 11.8; 6.1; 4.7; 4.6; 2.8 и 1.8 тыс лет BP. Одновременно проводились магнитометрические измерения. Построенные кривые значений магнитного наклонения и склонения обнаружили значительное сходство с кривыми вековых вариаций, полученных на расположенной в том же секторе Средиземного моря Сицилии [Tanguy et al., 2003], что позволило использовать их как источник хронологической информации в эволюции изучавшихся осадков.

В основании сводного разреза залегает полноразвитая красноцветная почва, которая сформировалась на пойменных осадках, с радиоуглеродным возрастом по раковинам моллюсков около 42,8 тыс.л.н. (н/кал[1]). Красноцветная почва перекрыта тонкими (илисто-глинистыми) осадками примерно 13,5 тыс.л.н. (кал.[2]). Ее накопление продолжалось до 12,6 тыс.л.н. (кал), в условиях климата, близкого к современному, на что указывают макроостатки растений, отобранные из датированного культурного слоя (очаг). Молодой дриас здесь начался 12,4 тыс.л.н. (кал) и закончился около 11,8 тыс.л.н. (кал). Этот интервал ознаменовался накоплением грубообломочных отложений и галечников. С начала голоцена (11,8 тыс.л.н. (кал) происходит аккумуляция тонкого материала, продолжавшаяся до 6, 6 тыс.л.н. (кал). Это был длительный период геоморфологической стабильности, хотя около 8,2 тыс.л.н. (кал) скорость осадконакопления несколько возрастала. 6,6 тыс.л.н. (кал) период стабильности резко сменяется накоплением более грубого материала. Последующий период характеризовался аккумуляцией тонкообломочных осадков на большей части поймы, в пределах которой образовалась хорошо выраженная палеопочва, отмечающая эпизод стабильности в среднем голоцене.

Около 4,8 тыс.л.н. (кал) среднеголоценовая почва была погребена под плохо сортированными осадками, что указывает на активизацию морфодинамических процессов. Позднее состав осадков становится постепенно более тонким, вплоть до пунического времени. После 3,0 тыс.л.н. (кал) на короткое время снова возобновляются активные процессы рельефообразования. Накопление песчаного материала заканчивается около 2,7 тыс.л.н. (кал). Приблизительно 2,0 тыс.л.н. (кал) отмечается переход к морфодинамической стабильности и развитию почвообразования. Отчетливо выраженное возобновление флювиальной динамики приходится на 1,7 тыс.л.н. (кал). В это время заканчивается стабильный в морфодинамическом отношении пунический или римский период и большая часть палеопочв перекрывается осадками более грубого состава («пост-романского кризиса»). В отдельных случаях слои с возрастом 1,2–0,8 тыс.л.н. (кал), обогащены гумусом, что свидетельствует о кратковременном этапе почвообразования. После 0,8 тыс. л.н. течение Меджерды становится более спокойным и отлагается исключительно тонкий материал. В кровле разреза отмечены следы гумификации. 0,4 тыс.л.н. (кал) (дата по очажным углям) во всем бассейне р. Меджерда отмечены опустошительные наводнения, оставившие толстый слой слоистых отложений, известных под названием «самых молодых слоев».

Аридные условия восстановлены в трех эпизодах: 6.6–6.0, 4.7 (коллапс) и 3.0–2.7 тыс. л. н.

[1]н/кал – некалиброванные даты

[2]кал – калиброванные даты

Заключение. I. Большой Восточный Эрг – песчаная экстрааридная пустыня была сформирована на протяжении голоцена в аридных условиях с двумя эпизодами развития озер в раннем голоцене. Ее созданию предшествовала засушливая – аридная и/или семиаридная равнина, которая 70–40 тыс л.н. начала развеваться и дала материал для палеопочв поднятия Ксур. В голоценовой истории формировании Эрга выделяются ранний этап естественной эволюции природной среды, эолового рельефа и формирования континентальных отложений и постепенно сменивший его – природно-антропогенный. В антропогенной эволюции различаются несколько этапов наиболее интенсивного преобразования человеком северной части Эрга, из которых наиболее разрушительными были эпоха Римской империи и колониальная эпоха. Северная часть песчаной пустыни Большого Восточного Эрга была сформирована антропогенной деятельностью большей частью в пределах исходных ландшафтов сухих степей.

II. Влияние аридных условий северной окраины Сахары на протяжении голоцена ограничивалось южной частью современного Туниса и отражалось в усилении опустынивания его центральных районов – Сахеля. Детальные морфостратиграфические полевые исследования, палеомагнитные данные и радиоуглеродные датировки позволили реконструировать историю флювиальных процессов в Северном Тунисе с высокой точностью – в масштабе столетий – и создать кривую средней скорости седиментации. Выявленные изменения структуры осадков, скоростей их накопления и положения в полученной стратиграфической шкале пойменных отложений р. Меджерды эпизодов почвообразования служат надежными индикаторами кратковременных изменений флювиальной динамики в течение позднего плейстоцена и голоцена. Семиаридные территории северной окраины Африки, расположенные в бассейне единственной реки Меджерды, формировались в условиях преобладания флювиальных процессов.

Аридизация здесь отмечена в двух коротких эпизодах среднего и позднего голоцена. Речная система Меджерды, расположенная в семиаридных и субгумидных районах Средиземноморья, чутко реагировала на изменения климата. Наибольшее влияние, по-видимому, оказывали не колебания температур, а изменения увлажнения; рельефообразующие процессы в субтропиках реагируют в основном на аридизацию климата. Выяснилось, что изменения динамики флювиальных процессов в течение позднего плейстоцена – раннего голоцена могут быть отнесены на счет глобальных климатических сдвигов. Климатические изменения, являющиеся следствием сдвигов в глубоководных областях Северной Атлантики, по-видимому, также нашли отражение в центральной части Средиземноморья.

В течение раннего-среднего голоцена крупные изменения флювиальной динамики в бассейне р. Меджерда коррелировали с изменениями климата Сахары. Короткий эпизод особенно интенсивной аридизации в Сахаре около 5 тыс.л.н. соответствует «коллапсу» в системе р. Меджерда, датированному 4,7 тыс.л.н. И наоборот, наблюдающийся в глобальном масштабе ~8,2 тыс.л.н. раннесреднеголоценовый аридный эпизод не выражен в пойменных осадках. В разрезах пойменных отложений фиксируется возросшая активность флювиальных процессов около 6,6–6,0 тыс.л.н. По другим палеоклиматическим показателям это событие отчетливо не регистрируется. Это позволяет предполагать здесь возможность существенных изменений в степени аридности, даже на региональном или локальном уровне.

Сопоставление скоростей седиментации в бассейне р. Меджерда в среднем-позднем голоцене с кривой гематита [Bond et al., 2001] выявляет параллельный ход позднеголоценового похолодания в Северной Атлантике и возрастания скорости аллювиального осадконакопления в средиземноморской части Туниса. Кратковременные периоды активизации геоморфологических процессов в Северном Тунисе хорошо соответствуют событиям, описанным Бондом в Северной Атлантике [Bond et al., 2001]. Выявленная закономерность позволяет установить климатическую зависимость событий, начиная с коллапса 4,7 тыс.л.н. и по сей день. В течение последних 2 тыс. лет климатические оптимумы способствовали стабильности ландшафтов, невзирая на интенсивность землепользования. Выяснилось, что динамика флювиальных процессов в позднем голоцене в Северном Тунисе в основном определялась климатом. Самое большее, в чем выражалось антропогенное воздействие, – это усиление или ослабление экзогенных процессов [Faust et al. 2004].

III. В дополнение к выше приведенным данным значительный интерес представляют новые палеогеографические материалы, полученные по данным ледникового района Килиманджаро [Михаленко, 2007]. Ледовая толща содержит запись о трех резких климатических изменениях в этом регионе: ~8.3, 5.2 и 4 тыс. л.н. Первое событие выразилось в локальном похолодании, вызвавшем наступание ледников. Второе событие также заключается в похолодании и, несмотря на непродолжительность – оно длилось всего

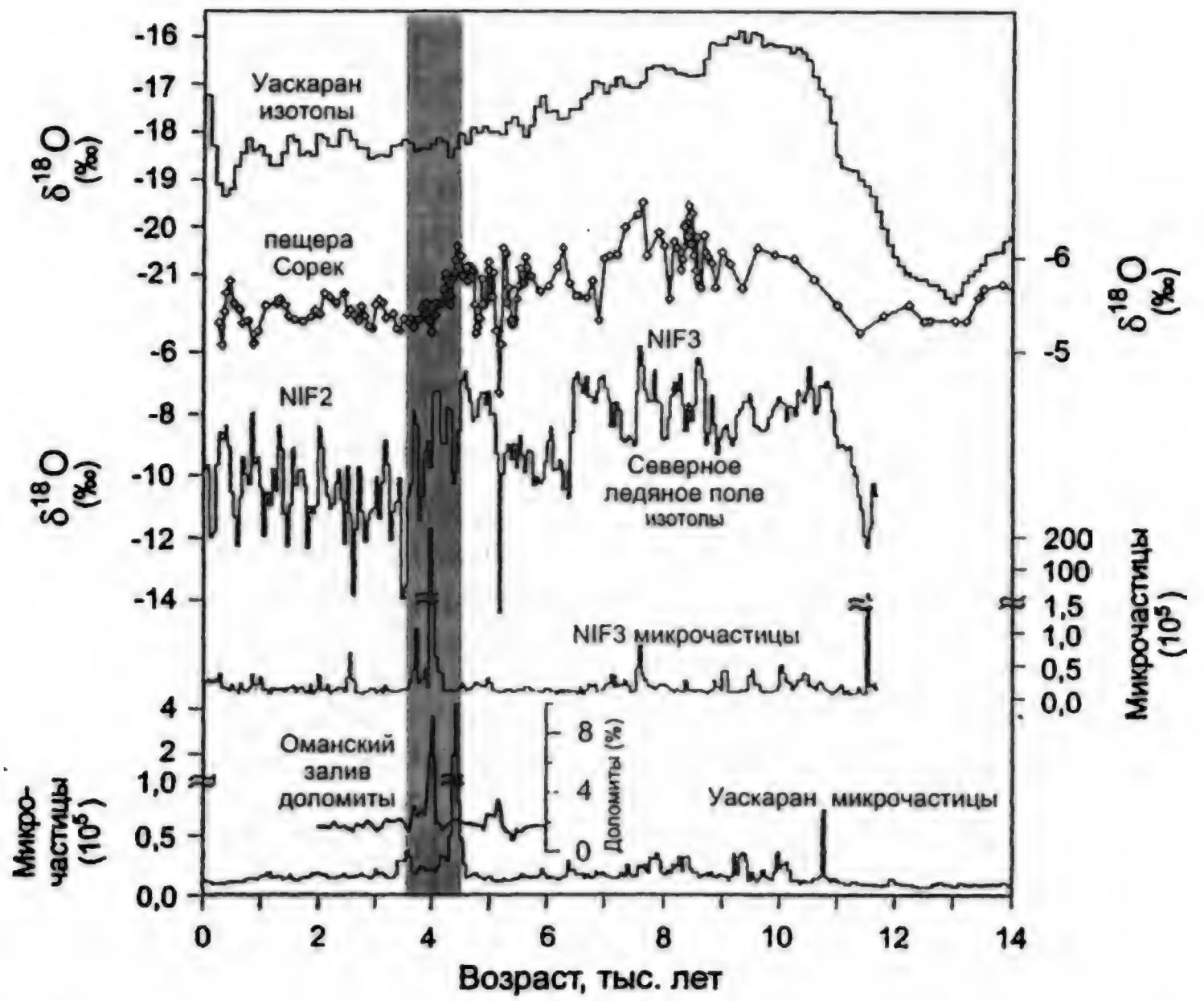


Рис. 2. Содержание с осреднением 50 лет изотопов кислорода ($\delta^{18}0$) и микрочастиц в кернах льда (NIF1 и NIF2) с Северного ледяного поля г. Килиманджаро в сравнении с другими палеоклиматическими данными (объяснения в тексте)

Изотопный состав ($\delta^{18}0$) и концентрация микрочастиц в керне ледника Уаскаран, Перу, представлена с осреднением 50 лет. Размер всех рассматриваемых микрочастиц – от 0,63 до 16,0 мкм на 1 мл образца. Зона, выделенная серым цветом, маркирует период продолжительных засух в Африке, на Ближнем Востоке и в Западной Азии (по [Thompson et al., 2002])

1000 лет, – совпало по времени со «вторым влажным периодом» в Африке (6.5–4.5 тыс. л.н.), когда отмечались более влажные условия, чем в настоящее время, но более засушливые, чем во влажный период раннего голоцена [Nicholson, Flohn, 1980]. Важным является то, что это похолодание имело глобальный характер (рис. 2), проявилось и на африканском континенте и в Восточном Средиземноморье.

Третье событие – время экстремальных продолжительных засух зафиксировано на уровне 4 тыс. л.н. в виде видимого прослоя загрязнения в теле ледника мощностью 30 мм. Обширные длительные засухи в тот период охватывали как северные и тропические регионы Африки, так и Ближний Восток и западные регионы Азии [Gasse, Van Campo, 1994; Pahur, Hoelzman, 2000]. Резкое увеличение содержания терригенного материала отмечается в кернах глубоководного бурения в Оманском заливе [Cullen et al, 2000]. Ледники и озерные бассейны в это время резко сократили свои размеры. Иссушение продолжалось около 300 лет и было столь интенсивным, что могло вызвать распад древних цивилизаций, исчезнувших 4 тыс. лет назад [Dafles et al., 1997].

В античную эпоху, судя по многочисленным историческим материалам, включая библейские тексты и древние карты [Миллер, 1919], и различным климатическим индикаторам [Клименко, 2004], в середине I тысячелетия до н.э. произошло сильное глобальное похолодание, резко усилилась ветровая деятельность, судя по пикам содержания терригенного материала в ледниках различных ледниковых регионов.

На основании приведенных данных можно судить о значительной меридиональной климатической изменчивости в Северной Африке на протяжении голоцена, о дифференциации природной среды на аридные с экстрааридными сахарскими и семиаридными атласскими регионы. Иссушающее влияние Сахары в равнинных районах (Алжир, Марокко) распространялось до морского побережья, в других (Тунис) ограничивалось предгорьями Атласской горной системы. Ши-

ротная изменчивость в регионе, по-видимому, была выражена менее четко (рис. 1).

Работа выполнена в рамках научной программы проекта РФФИ 06-05-64559

Литература

Любимцева Е.Ю. Лёссовые породы Африки. Лёссовые породы плато Матмата // Лёссовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 123–133.

Клименко В.В. Климат средневековой теплой эпохи в Северном полушарии. М.: Изд-во МЭИ. 2004. 88 с.

Чичагов В.П. Поднятие Ксур в Северной Африке// Геоморфология. 2005. № 4. С. 86–96.

Чичагов В.П. Антропогенные аридные равнины Туниса // География и природные ресурсы. 2006. № 3. С. 121–132.

Чичагов В.П. Аридные равнины северо-запада Африки // Геоморфология 2007. № 4. С. 68–80.

A Study of Global San Seas // Geol. Survey Prof. Paper. 1052. Washington. 1979. 429 p.

Bond, G.C.. Kromer, B., Beer. J., Muscheler, R., Evans, M.N.. Showers, W., Hoffmann, S., Loni-BoND, R., Haidas I. and Bonani, G., 2001: Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene // Science. 294. 2130–2136.

Cullen H.M., DeMenocal P.B., Hemming S., Hemming G. Climate change and collapse of the Akkadien empire evidence from the deep sea // Geology. 2000. Vol. 28. 4. P. 379–382.

Dalfes H.N., Kukla G., Weiss H. Third Millenium BC Climate Change and Old World Collapse (NATO ASI Series). Berlin: Springer. 1997. Vol. 149. 728 p.

Fausm, D., Zieifwer, C, Baena, R. and Diaz del Olmo, F., 2004: High resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? // Quaternary Science Reviews.

Faust D., Zielhofer C., Diaz del Olmo F., R. B. Escudero R.B. Global, Regional, or Local Climatic causes // Pages new. 2005. Vol. 13. 1. Pp. 76–89.

Gasse F., Van Campo E. Abrupt post-glacial climate events in the West Asia and North Africa monsoon domains // Earth and Planet. Sci. Letters. 1994. vol. 126. 4. P. 435–456.

Lamb H.F., van der Kraas S. Vegetational response to Holocene climatic change // Holocene. 1995. 5. Pp. 400–408.

Lamb H.F., Gasse H.N.,van der Kraas S. et al. Relation between century-scale Yolocene arid intervals in tropical and temperate zones // Nature. 1995. 373. 134–137.

Miller K. Itineraria Romana. Stuttgart. 1916. 816 p.

Ouezdou H.B. On the Hypothesis of the Saharian sea // C.R. Acad. Sci. Paris. 1989. T. 308. Serie II. P. 767–772.

Pahur H.-J., Hoelzmann P. Late Quarternary palaeoecology and palaeoclimates of the eastern Sahara // J. Afr. Earth. Sci. 2000. Vol. 30. P. 929–939.

Rognon S.Z. Evolution du relief et paleoclimats depuis 40 000 ans sur bordure nord du Sahara // Rev. De Geogr. Phis. et Geol. Dynamiq. 1976. Vol. 203 (18). P. 251–282.

Rohdenburg, H., Beitrage zur allgemeinen Geomorphologie der Tropen und Subtropen. Geomorphodynamik und Vegetation - Klimazyklische Sedimentation-Panplan/Pediplain-Pediment-Terrassentreppen // Catena, 1983.10: 393–438.

Swezey C.K. Structural controls on Quaternary depocenters within the Chotts Trough region in southern Tunisia // Journal of African Earth Sci. 1996. 22. P. 335–347.

Swezey C.K., Lancaster N., Kocurec G. et al. Response of Aeolian systems to Holocene clematic and hydrologic changes on the northern margin of the Sahara // Holocene. 1999. 9.2. Pp. 141–147.

Swezey C.K. Eolian sediment responses to late Quaternary climate changes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology, 2001. 167. Pp. 119–155.

Tanguy, J.-C, Le Goff, M., Principe, C, Arrighi, S., Chillemi, V., Paioiii, A., La Delfa, S. and Patane, G. Archeomagnetic dating of the Mediterranean volcanics of the last 2100 years: validity and limits // Earth and Planetary Science Letters. 2003. 211. Pp. 111–124.

Thompson L.G., Yao T., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Henderson K.A., Lin P.-N. A high-resolution millennial record of the South Asian monsoon from Himalayan ice cores // Science. 2002. Vol. 289. P. 1916–1919.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КОМИССИИ ОНЗ РАН ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ЗА 2003–2007 гг.

Ю.А. Лаврушин, И.М. Хорева, И.А. Чистякова

Работа Комиссии в 2003–2007 гг. проводилась по нескольким направлениям.

Первое из них – это организация и проведение Всероссийских и региональных совещаний, на которых подводятся итоги изучения четвертичного периода, вырабатываются приоритетные направления дальнейших исследований, а также в ходе возникающих дискуссий, знакомства с представленным разнообразным материалом, происходит координация работ.

В последние 5 лет было проведено два совещания. Первое проходило в 2005 г. в г. Сыктывкаре. Это совещание было организовано Комиссией по изучению четвертичного периода, Отделением наук о Земле РАН и Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН при финансовой поддержке Уральского отделения РАН, Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 05-05-74056г), ООО «Гекон» (г. Санкт-Петербург) и Правительства Республики Коми.

В работе совещания приняли участие 96 специалистов из научных, производственных организации и высших учебных заведений Российской Федерации, Республики Беларусь, Украины, Литвы и Эстонии. На пленарном заседании заслушаны 9 докладов по важнейшим проблемам изучения четвертичного периода, а также подробная информация о работе Комиссии ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода. В процессе совещания работали 8 секций. На секционных заседаниях было заслушано и обсуждено 78 докладов.

К началу совещания опубликован сборник материалов IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода объемом 62,5 уч.-изд. печатных листов. 26 августа проведена полевая экскурсия на один из опорных разрезов плейстоценовых отложений р. Вычегды.

В числе наиболее приоритетных проблем дальнейшего исследования Совещание отметило:

1. Необходимость исследований по изучению опасных природных процессов и их экологических последствий. Эти материалы могут служить одной из основ для разработки прогнозов возникновения природных катастроф в современной неустойчивой природной обстановке.

2. Создание новых теоретических основ учения о генетических типах континентальных и морских отложений.

3. Необходимость обобщения данных о позднекайнозойских месторождениях стройматериалов в связи с освоением ресурсов углеводородного сырья шельфа и арктического побережья Республики Коми.

В ноябре 2007 г. в г. Москве состоялось V Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований», посвященное 80-летию Комиссии. В работе совещания приняли участие 230 специалистов, представляющих научные, производственные организации и высшие учебные заведения Российской Федерации, Украины, Литвы.

Совещание было организовано Комиссией ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода, Отделением наук о Земле РАН и Геологическим институтом РАН при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 7-05-06096г).

К началу Совещания опубликован сборник материалов объемом 62,5 п.л.

Работа совещания происходила по следующим направлениям:

1. Современные проблемы стратиграфии четвертичного периода и направления дальнейших исследований.

2. Современные методы геохронологических исследований: их возможности и применение.

3. Важнейшие рубежи в развитии растительности; континентальной и морской фауны.

4. Новейшие материалы геологической истории человека и развитие древних цивилизаций в различных природных зонах.

5. Корреляция природных событий четвертичного периода на основе междисциплинарного подхода.

6. Проблемы литологии квартера.

7. Геоэкология четвертичного периода и современности.

8. Проблемы четвертичной тектоники и геодинамики.

Кроме того, был проведен Полярный симпозиум в связи с проведением 3-его Международного Полярного года, на котором был заслушан ряд специальных докладов по арктическим районам России.

В резолюции совещания было отмечено, что в настоящее время к числу важнейших направлений изучения четвертичного периода, на которых необходимо сконцентрировать усилия исследователей, относятся следующие:

1. Разработка высокоразрешающей корреляции природных событий, происходивших на суше, прилежащих шельфах и в океанах, на основе широкого использования изотопных и геохронологических методов. В первую очередь это имеет отношение к арктическим и восточным районам внетропической зоны Северного полушария.

2. Чрезвычайно актуальной является дальнейшая детализация региональных стратиграфических схем с привлечением не только традиционных методов исследований, но и широкого комплекса физических методов. При этом особое внимание должно быть уделено определению важнейших возрастных рубежей в геологической истории человека, развитии континентальной и морской фаун, а также растительности, которые до сих пор далеко не всегда имеют четко установленные возрастные ограничения.

3. Вновь обращается внимание на необходимость изучения среди множества разнопорядковых геологических событий экстремальных природных процессов, которые могут иметь как локальное, так и глобальное значение. К ним относятся палеогидрологические, седиментационные, резкие кратковременные палеоландшафтные перестройки и т.д. Поэтому детальное познание природных катастроф квартера, палеомониторинг последних становятся чрезвычайно актуальными для разработки прогноза современных экстремальных процессов в условиях быстро меняющейся природной обстановки.

4. Для реконструкции природных особенностей квартера продолжают играть значительную роль проблемы литологии. В настоящее время наибольший интерес представляет мало исследованная проблема осадконакопления, связанная с разного типа высокоплотностными потоками, что открывает новые перспективы в разработке теории седиментогенеза и изучения ряда полезных ископаемых.

5. Чрезвычайно важным направлением исследований является изучение неотектоники платформенных областей,, которая должна базироваться не только на геоморфологических индикаторах, но и на детальной стратиграфии и особенностях строения генетических типов четвертичных отложений.

За отчетный период было проведено два региональных совещания. Первое – это международная конференция «Экология антропогена и современности: природа и человек», которая проводилась в 2004 г. совместно с Отделением наук о Земле РАН, Международной академией экологии и безопасности человека и природы, администрациями Волгоградской и Астраханской областей и национального комитета по международной программе геологической корреляции, и привлекла внимание около 300 исследователей четвертичного периода. Работа конференции проходила на теплоходе по маршруту Волгоград – Астрахань – Волгоград.

В решении Конференция рекомендуется сконцентрировать внимание исследователей на следующих направлениях:

1. Создание высокоразрешающей стратиграфии кризисных природных ситуаций различного типа и их экологических последствий в различных природных обстановках с целью выяснения причин их возникновения, ритмики проявления и длительности. При этом особое внимание предполагается уделить позднему плейстоцену и голоцену, для которых были свойственны и расшифровываются, наряду с устойчивым развитием, нестабильные и нелинейные природные события.

2. Разработка теоретических основ концепции седиментогенеза субаэральных и субмаринных катастрофических осадочных процессов и связанных с ними экологических последствий и выработка диагностических признаков этих явлений.

3. Глобальные и региональные климатические ритмы высокого таксономического ранга в различных природных зонах и их экологический эффект.

4. Создание прогнозных сценариев возникновения кризисных экологических ситуаций в различных климатических и геотектонических ситуациях.

В сентябре 2006 г. в г. Азове совместно с Южным научным центром РАН был проведен Международный симпозиум «Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны». Наряду с докладами, в которых рассматривались основные моменты геологической истории севера аридного пояса, значительное внимание было уделено вопросам корреляции их с одновозрастными природными событиями на сопредельных территориях. Кроме того, много сообщений было посвящено экосистемному анализу истории развития фауны и флоры, а также проблеме адаптации первобытного человека в связи с изменениями природной среды в южных районах России.

В 2007 г. в Москве Геологическим институтом РАН, Неогеновой и Четвертичной комиссиями МСК было проведено совещание «Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции».

Совещание преследовало цель проанализировать состояние стратиграфии верхнего кайнозоя России и обсудить предложения по пересмотру структуры Международной стратиграфической шкалы (МСШ) в отношении неогена и квартера. В первую очередь это было связано с тем, что руководство Международной комиссии по стратиграфии вновь подняло вопрос о статусе четвертичной системы и ее нижней границе. В работе Совещания приняло участие 70 исследователей неогена и квартера России.

Члены Комиссии принимают участие в важнейших международных событиях, которых в рассматриваемый интервал времени произошло два.

В июле 2003 г. в г. Рино (штат Невада, США) состоялся очередной XVI Конгресс ИНКВА. В работе Конгресса приняли участие около 1000 ученых из разных стран мира. Из России официальная делегация была представлена председателем комиссии ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода Ю.А. Лаврушиным. Конгресс проходил под девизом: «Поверхность Земли и перспективы квартера». Основные направления работы Конгресса изложены в Бюллетене Комиссии № 65.

В 2007 г. в Австралии (г. Кэрнс) состоялся XVII Конгресс ИНКВА, в работе которого много внимания уделялось геологическим событиям четвертичного времени тропического пояса, областям муссонов, пустыням. Одновременно обсуждались вопросы оледенений, развития шельфов, а среди экстремальных природных событий много сообщений было посвящено цунами, селевым потокам и лесным пожарам.

Еще одно направление деятельности Комиссии – проведение традиционных ежемесячных заседаний. На этих заседаниях излагаются обычно новейшие результаты полевых исследований по различным районам России и сопредельных территорий, а также теоретические проблемы. Помимо российских исследователей квартера в работе этих заседаний принимают участие иностранные гости.

В 2003 г. на заседании, посвященным результатам российско-британских исследований плейстоцена верхнего Дона выступали исследователи из Республики Беларусь (А.Ф. Санько, М.С. Маркин) и Великобритании (Ч. Тернер). В 2004 г. на заседании Комиссии выступил проф. Тайс Ван Колфшоттен (Нидерланды) с докладом о статусе четвертичной системы.

Важно отметить, что в организации ежемесячных заседаний достаточно определенно прослеживается тенденция обсуждения тех или иных проблем с разных позиций, иногда дополняющих друг друга, а иногда вступающих в противоречие с излагаемыми ранее выводами.

Так, на упоминавшемся выше заседании по четвертичным отложениям Верхнего Дона были заслушаны доклады: Ю.И. Иосифовой, А.К. Агаджаняна «Климато- и биостратиграфия нижнего-среднего неоплейстоцена бассейна верхнего Дона»; А.А. Величко, Т.Д. Морозовой, В.П. Нечаева «Хроностратиграфический комментарий к результатам палеомагнитных исследований»; В.В. Писаревой «Палеоботаническая характеристика неоплейстоцена бассейна верхнего Дона»; А.Ф. Санько «Малакофауна нижнего неоплейстоцена бассейна верхнего Дона»; М.С. Маркина «Ихтиофауна нижнего неоплейстоцена бассейна верхнего Дона»; А.И. Шлюкова «Термолюминисцентные исследования верхнего Дона – проблема достоверности»; Ч. Тернера (Кембриджский университет, Великобритания) «Бассейн Верхнего Дона – стратотип нижней части среднего плейстоцена Европы».

Значительный интерес вызвал доклад группы авторов (В.А. Ульянова, Н.А. Кулик, Н.С. Болиховской, А.П. Деревянко, М.В. Шунькова), посвященный раннепалеолитической стоянке Карама на Алтае, являющейся наиболее древним археологическим объектом в Северной Азии. Собранный материал позволил не только уточнить геологический возраст, реконструировать ландшафтно-климатические условия обитания древнего человека, но и существенно дополнить палеогеографическую характеристику древнейших межледниковых и ледниковых эпох плейстоцена этого региона.

Также привлекли серьезное внимание новые данные в городище Самосделка в дельте Волги хазарского и предмонгольского времени (доклад Э.Д. Зиливинской).

Среди палеоклиматической тематики большую заинтересованность аудитории вызвал доклад С.Д. Николаева, посвященный важнейшим глобальным климатическим событиям кайнозоя и их возможным причинам.

Было проведено два мемориальных заседания, посвященных 100-летию со дня рождения выдающихся исследователей квартера проф. Е.В. Шанцера и проф. И.И. Краснова. На первом из них в ряде докладов рассматривались седиментологические, а на втором – общестратиграфические вопросы квартера.

Важно также отметить, что ряд интересных докладов был сделаны молодыми исследователями квартера из Московского Государственного университета (Г.С. Клювиткина, Е.А. Новичкова, О.С. Олюнина и др.).

Следующее направление работы Комиссии – издательская деятельность. Комиссия публикует материалы совещаний, конференций, симпозиумов, а также выпускает Бюллетень Комиссии. За период 2003–2007 гг. были изданы:

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 65. М.: ГЕОС, 2004. 128 с.

2. Экология антропогена и современности: природа и человек. Материалы международной конференции. Волгоград-Астрахань. Санкт-Петербург: Гумманистика, 2004. 720 с.

3. Квартер 2005. Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, 2005. 500 с.

4. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 66. М.: ГЕОС, 2005. 134 с.

5. Позднекайнозойская история севера аридной зоны. Материалы международного симпозиума. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. 372 с.

6. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 67. М.: ГЕОС, 2007. 104 с.

7. Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Материалы Всероссийского совещания. Москва, 27–30 марта 2007 г. М.: ГЕОС, 2007. 134 с.

8. Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы Пятого Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7–9 ноября 2007 г. М.: ГЕОС, 2007. 500 с.

Общий объем публикаций Комиссии за отчетный период составляет 267 печатных листов.

Наконец, в заключение следует отметить, что в планах дальнейшей работы Комиссии предполагается активизация совместных исследований и проведение различного уровня совещаний с учеными стран ближнего зарубежья.

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ МИХАИЛА НИКОЛАЕВИЧА АЛЕКСЕЕВА

9 января 2008 г. не стало Михаила Николаевича Алексеева – известного исследователя-четвертичника, заместителя председателя Комиссии ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода, главного научного сотрудником Геологического института РАН, Председателя Рабочей группы «Шельф» Научного Совета РАН по проблемам Мирового океана, члена редколлегии журнала «Стратиграфия и геологическая корреляция» и «Бюллетеня Комиссии по изучению четвертичного периода». С 1986 по 1989 гг. М.Н. Алексеев возглавлял лабораторию геологии и истории четвертичного периода Геологического института РАН.

Родился М.Н. Алексеев 18 марта 1923 г. в г. Серпухове в семье агронома. Привязанность к природе Подмосковья Михаил Николаевич сохранил на всю жизнь.

В 1941–1945 гг. М.Н. Алексеев сражался на фронтах Великой Отечественной войны. С 1948 г, будучи студентом Нефтяного института им. М.И. Губкина М.Н. Алексеев работал в экспедициях Геологического института АН СССР, а с 1950 г. начал работать в отделе четвертичной геологии этого института, которому были отданы 60 лет.

Основные интересы М.Н. Алексеева были связаны с Восточной Азией. В 1959 г. им была защищена кандидатская диссертация, посвященная стратиграфии континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены.

В дальнейшем, в рамках Комплексной центральной экспедиции, которую М.Н. Алексеев возглавил, проводились исследования в северо-восточной части Сибирской платформы. Коллектив четвертичников проводил исследования с целью выявления возможности составления единой стратиграфической схемы антропогена на биостратиграфической основе. Для четвертичных отложений Европы и Китая биостратиграфический метод занимал ведущее положение. В Восточной Сибири к тому времени не так много было найдено местонахождений костных остатков. В результате работ целого коллектива сотрудников ГИНа были выявлены новые местонахождения остатков млекопитающих, в составе которых были обнаружены представители хазарского, тираспольского и таманского фаунистическпх комплексов.

В работе широко использовался палеоботанический метод, сочетавший споро-пыльцевые и карпологические исследования, что позволило выявить своеобразный комплекс ископаемой флоры.

В 1962 г. по результатам этих исследований была опубликована коллективная монография «Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления».

Для ознакомления с зарубежными материалами по стратиграфии позднекайнозойских образований М.Н. Алексеев в 1964–1967 гг. посетил научные геологические центры Японии, КНР, Таиланда, Бирмы и Индии. Получив обширную информацию, он выбрал для изучения конкретные разрезы, для которых имелись достаточно представительные данные, пригодные для широких сопоставлений. В результате в 1976 г. М.Н. Алексеев защитил докторскую диссертацию на тему «Антропоген Восточной Азии», которая

была опубликована в 1978 г. и до сих пор не потеряла своей актуальности. Комплексное использование различных методов изучения антропогеновых отложений позволило впервые проследить основные стратиграфические подразделения антропогена на огромном пространстве Восточной Азии: от Полярного бассейна до экваториальной области, особенности зонального развития природных процессов, включая процессы осадконакопления и постседиментационных преобразований. В ходе этих исследований была обоснована одновременность фаз максимального развития оледенения, основных тенденций изменения климата, колебания уровня Мирового океана.

В начале 80-х гг. М.Н. Алексеев назначается председателем Рабочей группы «Шельф» Секции геологии Комиссии Президиума АН СССР по Проблемам Мирового океана (в настоящее время Научный совет РАН по Проблемам Мирового океана). М.Н. Алексеев продолжает развивать свои идеи, обоснованные в докторской диссертации. В первую очередь это относится к корреляции палеогеографических ситуаций в различных природных зонах с учетом геодинамических особенностей территории. В это же время его главные интересы были сосредоточены на разработке обширной темы «Мезозойская и кайнозойская история шельфов Евразии и историко-геологические закономерности образования шельфов в связи с развитием континентов и океанов». В качестве одного из итогов данных исследований под его руководством был составлен атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое», который был издан в 1991 г. в Великобритании. Интерпретация обширного материала морских и береговых исследований, собранного в течение многих лет учеными Академии наук, сотрудниками институтов геологической службы и ВУЗов, на основе стандартной легенды позволила создать большую серию из 129 палеогеографических карт континентального шельфа Евразии и сопровождающую их объяснительную записку на русском и английском языках. Атлас характеризует палеогеографические обстановки широкого возрастного интервала от триаса до четвертичного периода. Этот атлас представляет возможность широкой межрегиональной и глобальной корреляции геологических и палеоэкологических событий на шельфах Евразии.

В начале 90-х гг. М.Н. Алексеев приступает к работе над темой «Строение и основные этапы развития шельфов России; хронологические и структурные закономерности размещения на них полезных ископаемых» и становится инициатором создания, а в последствии и главным редактором атласа «Геология и полезные ископаемые шельфов России». Атлас был опубликован в 2004 г. Он не имеет аналогов в отечественной и зарубежной научной литературе. Оригинальность его обеспечивается методической геолого-исторической основой, комплексностью показа закономерностей пространственно-временного размещения всех видов полезных ископаемых, а также набором дополнительных карт, позволяющих осветить палеотектонические и экологические обстановки бассейнов осадконакопления различных временных интервалов. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» и его логическое продолжение – атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России», а также опубликованные объяснительные записки в целом представляют собой фундаментальное исследование, в котором обобщены практически все данные по геологии, геофизике, палеогеографии и минеральным ресурсам, накопленные к концу XX века по шельфам Евразии, и не потеряют своей значимости еще долгое время.

М.Н. Алексеев был активным участником и руководителем российских секций нескольких проектов МПГК (Международная программа геологической корреляции) № 41 (Граница неогена и четвертичного периода), № 396 (Континентальные шельфы в четвертичный период), № 464 (Континентальные шельфы в период последнего ледникового максимума), № 449 (Глобальная корреляция позднекайнозойских флювиальных отложений).

Завершением проекта № 41 явился сборник «The Pleistocene Bondary and the Begining of the Quaternary», в котором приняли участие 56 авторов из разных стран мира. М.Н.Алексеев был одним из основных редакторов. Сборник был издан в 1997 г. в издательстве Cambridge University Press.

Работы М.Н. Алексеева были известны не только в нашей стране, но и за рубежом. Много сил было потрачено на пропаганду идей и достижений российской геологической науки среди международного научного сообщества. Он часто успешно выступал с докладами на международных совещаниях. Большое внимание М.Н. Алексеев уделял организации научных полевых экскурсий с приглашением иностранных ученых. Его известность послужила одним из оснований для избрания его вице-президентом ИНКВА (Международная ассоциация по изучению четвертичного периода). Много лет М.Н. Алексеев представлял нашу страну в межправительствен-

ном координационном комитете по прибрежным и шельфовым геонаучным программам Восточной и Юго-Восточной Азии (ССОР).

Наиболее яркой чертой характера М.Н. Алексеев был патриотизм. Где бы ни приходилось ему работать, для него всегда было важно достойно представлять нашу страну и ее интересы. Михаил Николаевич отличался доброжелательностью, готовностью придти на помощь. Все, кому посчастливилось работать рядом с М.Н. Алексеевым, навсегда сохранят память об этом видном ученом и настоящем патриоте своей Родины.

Геологический институт РАН
Комиссия ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 68, 2008 г.

АНДРЕЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ ДОДОНОВ

7 мая 2008 года внезапно скончался известный исследователь четвертичного периода Андрей Евгеньевич Додонов, возглавлявший лабораторию стратиграфии четвертичного периода Геологического института РАН.

А.Е. Додонов родился 29 января 1940 года в Москве. В 1963 году закончил географический факультет МГУ. После окончания университета работал во ВНИИ «Зарубежгеология». В этот период А.Е. Додонов занимался стратиграфией плиоцен-четвертичных отложений и изучением новейшей тектоники на севере и северо-западе Русской платформы в связи с анализом и прогнозированием положения нефтегазоносных структур в осадочном чехле, работал в экспедициях в Афганистане. В эти годы он приобрел большой опыт геолого-съемочных работ, овладел новейшими методами расчленения и корреляции континентальных отложений. В 1972 году А.Е. Додонов защитил кандидатскую диссертацию «Новейшая тектоника юго-востока Балтийской синеклизы». В том же году его, как опытного знающего геолога, пригласили для работы в Геологический институт АН СССР. В ГИНе Андрей Евгеньевич начинает заниматься поздним кайнозоем Средней Азией. Изучение неоген-четвертичных отложений аридного пояса Евразии (Афганистан, Индия, Средняя Азия, Сирия) стало лейтмотивом всей его научной деятельности. Его особый интерес вызывало изучение лессово-почвенной формации. На основании данных биостратиграфии, палеопедологии, палеомагнетизма, TL-датирования им была разработана детальная стратиграфическая схема верхнеплиоценовых и четвертичных отложений межгорных и предгорных впадин Средней Азии. Эта схема была обеспечена целым рядом биотических и абиотических реперов от верхнего плиоцена до верхнего плейстоцена. Анализ стратиграфической приуроченности геоархеологических находок показал, что наиболее благоприятными для расселения и обитания древнего человека были эпохи почвообразования, представляющие межледниковья. Важнейшим открытием стала датировка заселения древним человеком Средней Азии периодом, не позднее 900–800 тысяч лет назад. Очень интересными стали также его новые данные о биогенном происхождении многих почвенных минералов. А.Е. Додоновым было открыто несколько важнейших местонахождений палеолитических орудий и ископаемых млекопитающих. Но главным достижением А.Е. Додонова стало детальное стратиграфическое расчленение и корреляция с глобальными климатостратиграфическими реперами лессово-почвенной формации Средней Азии. Эту работу Андрей Евгеньевич проводил в тесном взаимодействии с ведущими зарубежными специалистами из Годвинской лаборатории в Кембридже (Великобритании), других мировых научных центров. Исследования наиболее важных разрезов в Таджикистане продолжались А.Е. Додоновым даже в тяжелый период гражданской войны в этой республике. Итогом блестящего цикла среднеазиатских исследований стала защита докторской диссертации «Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография» (2001) и публикация монографической сводки «Четвертичный период Средней Азии» (2003). С 90-х годов прошлого века и до последнего времени вместе с коллегами из ГИНа и геологической службы Сирии, а также немецкими археологами Андрей Евгеньевич проводил на Ближнем Востоке систематические работы по неотектонике, стратиграфии и геоархеологии. Последнее десятилетие ознаменовалось активной работой А.Е. Додонова на юге Восточной Европы – в Причерноморье, в Приазовье и на Северном Кавказе.

Андрей Евгеньевич Додонов активно участвовал в международных научных организациях и комиссиях, принимал участие в многочисленных научных конференциях, был членом многих международных организаций. Особенно активно он работал в комиссиях Международного союза по изучению четвертичного периода (INQUA). В разные годы А.Е. Додонов был вице-президентом подкомиссии по четвертичной стратиграфии Азии и Тихоокеанского региона ИНКВА, секретарем лессовой комиссии ИНКВА, голосующим членом подкомиссии по четвертичной стратиграфии Европы Международного союза геологических наук, а в последнее время – членом комиссии ИНКВА по стратиграфии и хронологии, членом РМСК по центру и югу Русской платформы, входил в редколлегии журналов Стратиграфия. Геологическая корреляция и Quaternary International. Одновременно Андрей Евгеньевич уделял внимание педагогической работе – читал лекции по четвертичной геологии на факультете почвоведения МГУ. А.Е. Додонов опубликовал более 100 научных работ в области стратиграфии, палеогеографии и неотектоники позднего кайнозоя Средней Азии, Восточного Средиземноморья и Восточной Европы.

Коллеги и друзья Андрея Евгеньевича Додонова навсегда запомнят его как высококлассного геолога, квалифицированного эксперта в различных областях кайнозойской геологии, деликатного и мудрого руководителя, надежного товарища, очень интеллигентного и доброго человека.

Коллектив Геологического института РАН
Комиссия ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода

СОДЕРЖАНИЕ

Осипов В.И. ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ – СТРАТЕГИЧЕСКИЕ РИСКИ РОССИИ..... 5

Макаров В.И. ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ: АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ..... 10

Матишов Г.Г. КОНЦЕПЦИЯ МОРСКИХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЛЕДНИКОВЫЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОДЫ..... 26

Шик С.М. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ КВАРТЕРА..... 40

Судакова Н.Г. АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ ГОРИЗОНТОВ. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ..... 50

Вангенгейм Э.А., Тесаков А.С. ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ШКАЛ ПО МЛЕКОПИТАЮЩИМ ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ..... 59

Макарова Н.В., Чистяков А.А., Макаров В.И., Акинин Б.Е. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОЩНОСТИ АЛЛЮВИЯ ГОРНЫХ РЕК..... 70

Чичагов В.П. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОЛЬШОГО ЭРГА В ГОЛОЦЕНЕ. СЕВЕРНАЯ АФРИКА..... 82

Лаврушин Ю.А., Хорева И.М., Чистякова И.А. ОТЧЕТ О РАБОТЕ КОМИССИИ ОНЗ РАН ЗА 2003–2007 гг..... 89

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ МИХАИЛА НИКОЛАЕВИЧА АЛЕКСЕЕВА..... 93

АНДРЕЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ ДОДОНОВ..... 96

CONTENT

Osipov V.I. HAZARDOUS NATURAL PROCESSES– STRATEGIC RISKS OF RUSSIA..... 5

Makarov V.I. QUATERNARY TECTONICS AND GEODYNAMICS IN PLATFORM AREAS: VITAL RESEARCH PROBLEMS..... 10

Matishov G.G. CONCEPT OF MARINE EXOGENIC PROCESSES IN THE GLACIAL AND RECENT PERIODS..... 26

Shik S.M. SOME PROBLEMS OF QUATERNARY STRATIGRAPHY..... 40

Sudakova N.G. TOPICAL PROBLEMS OF THE INTERREGIONAL CORRELATION OF GLACIAL HORIZONS: LITHOLOGICAL CONCERT..... 50

Vangengeym E.A., Tesakov A.S. PRINCIPLES OF CREATING BIOCHRONOLOGICAL SCALES ON PLIOCENE AND PLEISTOCENE MAMMALS: PROBLEM'S STATE OF THE ART..... 59

Makarova N.V., Chistyakov A.A., Makarov V.I., Akinin B.E. .FORMATION OF ALLUVIAL THICKNESS IN MOUNTAINOUS RIVERS..... 70

Chichagov V.P. HISTORY OF THE FORMATION OF GREAT ERG IN THE HOLOCENE, NORTH AFRICA..... 82

Lavrushin Yu.A., Khoreva I.M., Chistyakova I.A. REPORT ON THE WORK OF THE COMMISSION, DIVISION OF EARTH SCIENCES RAS FOR 2003–2007..... 89

Chronicle

Memorial to Mikhail N. Alekseev..... 93

Andrey E. Dodonov..... 96

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 68

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

Макет *Р. Недумов*

Подписано к печати 10.09.2008.
Формат 62x94 1/8. Бумага офсет № 1, 80 г/м^2.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 15,0 п.л.
Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ. Москва, зак. №6/С .

ООО "Издательство ГЕОС"
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92.
E-mail: geos@ginras.ru
http://www.geos-books.ru